

A MAGYAR KIR.  
FÖLDTANI INTÉZET  
ÉVKÖNYVE

(MITTEILUNGEN AUS DEM JAHRBUCH DER KÖN. UNG. GEOL. ANSTALT –  
ANNALES INSTITUTI REGII HUNGARICI GEOLOGICI)

XXIX.  
(1930–1933.)



A MAGYAR KIRÁLYI FOLDMÍVELÉSUGYI MINISZTER FENNHATÓSÁGA ALATT ÁLLÓ  
M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET KIADVÁNYA.

BUDAPEST  
STÁDIUM SAJTÓVÁLLALAT RÉSZVÉNYTÁRSASÁG  
1933.

**KÉZIKÖNYV**  
Az olvasóteremből  
vihető!

## TARTALOMJEGYZÉK.

(INHALTSVERZEICHNIS — TABLE DES MATIÈRES — TABLE OF CONTENTS.)

1. DR. SCHERF (EMIL): Über die Rivalität der boden- und luft-  
klimatischen Faktoren bei der Bodentypenbildung (Beiträge  
zur Frage der Bewässerung der Ungarischen Tiefebene).  
Mit 4 Figuren und 1 Tafel. (15. XII. 1930.) . . . . . 1
2. DR. VENDL (ALADÁR): Der Kisceller (Kleinzeller) Ton. Mit 23  
Figuren und 1 Tafel. (15. II. 1931.) . . . . . 93
3. DR. KORMOS (TIVADAR): *Pannonictis pliocaenica* n. g., n. sp.,  
a new Giant Mustelid from the Late Pliocene of Hungary.  
With plate III. — DR. EDINGER (TILLY): Zwei Schädelhöhlen-  
steinkerne von *Pannonictis pliocaenica* KORMOS. Mit 3 Text-  
abbildungen. (30. IV. 1931.) . . . . . 163
4. DR. MOTTL (MÁRIA): Zur Morphologie der Höhlenbärenschädel  
aus der Igric-Höhle. Mit 35 Textfiguren. (10. V. 1933.) . . . 187

1.

ÜBER DIE RIVALITÄT DER BODEN-  
UND LUFTKLIMATISCHEN FAKTOREN  
BEI DER BODENTYPENBILDUNG

BEITRÄGE ZUR FRAGE DER BEWÄSSERUNG  
DER UNGARISCHEN TIEFEBENE

VON

DR. EMIL SCHERF

MIT 4 FIGUREN UND 1 TAFEL

---

---

*Manuscriptum conclusum* . 10. V. 1930.  
*Datum editionis* . . . . 15. XII. 1930.

---

---

Ex officina typographica „Stádium“, Budapestini.

Die nachfolgenden Zeilen erheben nicht etwa den Anspruch der Entdeckung eines neuen bodenbildenden Faktors, sie verfolgen vielmehr nur den Zweck, durch die Zusammenstellung einiger schon bekannter und neuer eigener Beobachtungen auf die Bedeutung aufmerksam zu machen, welche die mehr oder minder grosse Wasserdurchlässigkeit des Bodenuntergrundes als Abbremsler der auf den Boden einwirkenden klimatischen Entbasungstendenzen erlangen kann und zu untersuchen, unter welchen klimatischen Verhältnissen dieser Fall wirklich eintritt.

Die ersten eigenen hierher gehörigen Beobachtungen machte ich anlässlich eines einjährigen Aufenthaltes in der Schweiz im Jahre 1925—26. Ich hatte noch am Anfange meines Aufenthaltes das Vergnügen, mich einer von dem bekannten Bodenforscher Prof. G. WIEGNER geführten Exkursion der Hörer des Polytechnikums Zürich anschliessen zu dürfen und erinnere mich noch lebhaft des Befremdens, mit dem ich im Alpenvorlande bei Turgi (Aargau) des eigentümlichen, fleckenweise verteilten Auftretens von Böden mit typisch saurer Vegetation unmittelbar neben Inseln mit typisch kalkholder Vegetation gewahr wurde. Damals wurde mir für diese eigentümliche Erscheinung noch keine Erklärung zuteil; sie drängte sich mir später von selbst auf, als ich von Prof. H. SCHARDT auf Exkursionen mit seinen Hörern in den geologischen Aufbau dieser Gegend näher eingeführt wurde.

Wir begingen gerade die Südseite der Schöfflisdorfer Egg, NW-lich von Regensberg (Kt. Zürich), als Prof. SCHARDT die grossen Schwierigkeiten hervorhob, die sich in diesem stark bewachsenen Gebiet der genauen geologischen Auskartierung der Nagelfluh-Plateaukappen des älteren Deckenschotters (zur Günzvereisung gehörig) auf der Unterlage der Sandsteine der miozänen oberen Süsswassermolasse (Oeningien) entgegenstellen.<sup>1</sup>

Beim Abstieg von der Schöfflisdorfer Platte nach Oberweningen war nun in ausgezeichneter Weise eine Erscheinung zu beobachten, die mir schon bei dem Aufstieg auf anderem Wege zur Platte aufgefallen war, dass nämlich die das Deckenschotterplateau charakterisierende Pflanzenassoziation des *Callunetum—Vaccinietum*'s bei dem Übertritt auf die Molasse als Bodenunterlage mit einem Schlage verschwand.

<sup>1</sup> Die Neigung des Deckenschotters, bei der Erosion steilere Geländeformen zu bilden als die Sandsteine der Molasseunterlage, kann bei der Ziehung der geologischen Grenzen nur in beschränktem Masse als Hilfsmittel dienen.

Da nun insbesondere *Calluna vulgaris* nach wiederholten Beobachtungen, die ich in den Schweizer- und Österreichischen Alpen, sowie in Westungarn (Gegend von Sopron) anstellen konnte, eine sehr scharfe Reaktionsgrenze, nämlich eine Bodenreaktion saurer als pH 5—5.5 anzeigt, unterliegt es keinem Zweifel, dass der Boden auf Deckenschotter eine bedeutende Podsolierung aufweist, die auf dem Boden mit Molassesandstein als Unterlage nicht zu beobachten war. Es ist ja bekannt, dass die für den Podsolierungsprozess so charakteristische Auswaschung von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in durch Humussubstanzen geschütztem kolloiddispersen Zustande gerade bei dem durch *Calluna* angezeigten pH-Grenzwerte von 5—5.5 beginnt, worüber später noch Einiges zu sagen sein wird. (Später, anlässlich eines erneuten Schweizer Aufenthaltes bei Schöfflisdorf angestellte Feldbestimmungen des pH nach der Methode von ST. KUHN<sup>2</sup> bestätigten diese Erwartung vollkommen).

Man könnte versucht sein, den verschiedenen Entbasungszustand der Böden auf der verschiedenen Gesteinsunterlage einfach darauf zurückzuführen, dass der Molassesand durch kalkiges Zement zu Sandstein verkittet ist. Es ist aber zu bemerken, dass auch in den Schottermassen Kalkzement vorkommt, durch das die losen Ablagerungen zu Nagelfluhen verkittet werden. Der Unterschied im Entbasungsgrad muss demnach offenbar in der Hauptsache auf Verschiedenheiten in der Geschwindigkeit der vertikalen Wasserbewegung von oben nach unten im Bodenprofil beruhen. Der Aufnahmegeologe dieses Gebietes, R. NOTZ gibt an,<sup>3</sup> dass überall am Kontakte von oberer Süßwassermolasse und Deckenschotter reiche Quellenhorizonte auftreten, so gross ist der Unterschied in der Wasserdurchlässigkeit der beiden Gesteine. Im Molassesandstein wird also das Abwärtssinken des Wassers verzögert und diese Stauung bremst die Entbasung ab, wozu fördernd noch der Umstand tritt, dass der Molassesandstein stellenweise ziemlich reich an karbonatischem Zement ist.<sup>4</sup>

<sup>2</sup> R. BALLENEGGER zitierte in dem Artikel: Les méthodes de la cartographie des sols alcalins [salins], (Verh. d. Alkalisubkommission d. Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft, Budapest, 1929, Teil A., II. Heft, pag. 12), diese Methode, [Klärung mit  $\text{BaSO}_4$  pro Röntgen,] irrtümlich als die «Methode KÜHN—SCHERF». Ich muss hier diese Angabe dahin richtig stellen, dass die Idee der Klärung mit  $\text{BaSO}_4$  von meinem Freunde STEFAN KÜHN stammt und nur der zur Anwendung der Methode im Felde von der Fa. H. JURÁNY in Budapest in Verkehr gebrachte Apparat «Reaktimeter» in seiner Ausstattung die Frucht gemeinsamer Besprechungen von KÜHN und mir ist.

<sup>3</sup> R. NOTZ: Geologische Untersuchungen an der östlichen Lägern. Inaug. Diss. vorgelegt d. Philosoph. Fakultät II. der Universität Zürich. 1924. pag. 1—59. Vgl. pag. 39.

<sup>4</sup> Stellenweise treten, wie z. B. bei dem Gehöft Ankenland, in diesem Gebiete an der Grenze der Oberen Süßwassermolasse und des älteren Deckenschotters wahrhaftige

Die vorhin erwähnte fleckenweise Podsolierung des Deckenschotterbodens bei Turgi hat dieselbe Ursache. Dort ist die dünnere Deckenschotterlage durch die Erosion mehr zerrissen worden und darum die Erscheinung noch auffallender.

Ich habe seinerzeit über diese Beobachtungen nichts publiziert, weil eben damals ALFR. MEYER, durch Gedankengänge seines Lehrers GEORG WIEGNER befruchtet, seine schöne Arbeit über den Zusammenhang zwischen Klima und Bodenbildung in Europa herausbrachte,<sup>5</sup> in der ähnliche Beobachtungen in einen viel grösseren Rahmen eingefügt mitgeteilt wurden. Wenn ich nun doch noch etwas näher auf diese Frage eingehe, so geschieht dies darum, weil anlässlich der im Mai 1929 in Danzig stattgefundenen Sitzung der Kommission für Nomenklatur und Kartographie der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft bei den Diskussionen über Braunerdebildung am Sitzungstisch und im Felde deutlich hervortrat, dass die auf dem Boden der klimazonalen Betrachtungsweise stehenden Morphologen die Bedeutung der Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes für die Entbasungsmöglichkeit der oberen Bodenhorizonte ganz unberücksichtigt lassen. Ferner hat sich mir auf einer an die Danziger Zusammenkunft anschliessenden Studienreise durch Oberschlesien nochmals die Wichtigkeit aufgedrängt, die dieser Faktor für die Herausbildung eines bestimmten Bodentypus erlangen kann, so dass hier meine Beobachtungen etwas eingehender beschrieben sein mögen.

Den Teilnehmern an der Danziger Sitzung werden gewiss noch die wunderbaren Podsolprofile in Erinnerung sein, die uns dank der mühevollen Vorarbeit H. STREMMIE's und W. HOLLSTEIN's am 22. Mai 1929 auf den postglazialen Dünenanden der Frischen Nehrung bei Steegen vorgeführt wurden und deren scharf entwickelte, bis über 30 cm mächtigen Bleichsandhorizonte (A<sub>2</sub>) den aus Skandinavien, Finnland und den Alpen bekannten Podsolprofilen nichts nachgeben. Bei den Feldbestimmungen auf der Exkursion<sup>6</sup> habe ich an den verschiedenen Profilen folgende

sandige Kalkmergel auf; dann ist die beschriebene Erscheinung natürlich noch auffallender wahrzunehmen.

<sup>5</sup> ALFR. MEYER: Über einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa; Chemie der Erde, II. Bd., 1926, pag. 209—347; vgl. pag. 269—270. — Vgl. auch:

G. WIEGNER: Neuere Bodenuntersuchungen in der Schweiz; Schweizerische Landwirtschaftliche Monatshefte, 1927, Heft 8 u. f. (Vgl. BENTELI A. G., Bern-Bümplitz.)

<sup>6</sup> Sämtliche pH-Bestimmungen, die ich auf der Exkursion selbst ausführte, wurden nach der KÜHN'schen Feldmethode unter Benutzung des «Reaktimeter»s als Apparat gemacht. Da ich jedoch nicht auf das Vorkommen von pH-Werten saurer als pH 4.0 gerechnet hatte und nicht mit Indikatoren für so hohe Säuregrade ausgerüstet war, wurden die Werte saurer als pH 4.0 auf der Exkursion von Prof. Dr. A. TILL (Wien) und Ing. L. POZDENA (Klosterneuburg) mittels des WULFF'schen Folienkolorimeters bestimmt. Es sei bemerkt, dass die vergleichsweise sowohl nach WULFF mit dem Folienkolorimeter, als auch nach KÜHN

pH-Werte gefunden, aus denen die starke Entbasung dieser in tiefgründigem, losem Sand gebildeten Profile deutlich hervorgeht.

PROFIL Nr. 1. — VORDUNE BEIM SEEBAD STEEGEN.

Schwache Bleicherde- und Orterde-Bildung auf Dünen sand unter Rohhumusdecke. Vegetation: ca. 100jähriger, lichter *Pinus silvestris*-Bestand, mit Moosen, Flechten, *Vaccinium myrtillus* und *Vacc. vitis idaea* als Untervegetation.

Tiefe der Probe im Profil	Horizont	pH-Wert	
0—1 cm	A <sub>1</sub>	4·2	(unter <i>Cladonia rangiferina</i> -Polster)
0—1 cm	A <sub>1</sub>	4·6—4·8	(unter <i>Hypnum</i> -Polster)
10—11 cm	A <sub>2</sub>	5·2	(Bleichsand)
50—51 cm	B	5·3	(beginnende Orterdebildung)
70—71 cm	B	5·4	( „ „ )

PROFIL Nr. 2. — ALTBEWALDETER DÜNENSAND BEI STEEGEN.

Stark entwickelte, bis über 30 cm mächtige Bleichsandhorizonte und gelb-rostbraune, 30—50 cm mächtige Orterde(=stein)-Horizonte unter Rohhumus. Vegetation: seit prähistorischen Zeiten Wald, früher vorherrschend Laubwald, gegenwärtig jedoch vorherrschend *Pinus silvestris*. Untervegetation wie bei Profil 1.

Tiefe der Probe im Profil	Horizont	pH-Wert	
10—11 cm	A <sub>2</sub>	ca. 3·5	(Bleichsand)
60—61 cm	B	4·8	(rostbraun gestreifte, gelbe Orterde)

Alle diese ausgesprochenen Podsolprofile sind in dem tiefgründigen, gut wasserdurchlässigen Dünen sand der Nehrung entwickelt.<sup>7</sup>

mit dem «Reaktometer» gemessenen Proben Werte ergaben, die bei pH-Zahlen alkalischer als etwa 5 ziemlich gut übereinstimmten. Bei den saureren Werten (zwischen pH 4 und 5) ergaben sich dagegen grössere Differenzen von 0·5 und mehr pH-Einheiten, was aber nach mündlicher Angabe Herrn Prof. TILL's jedenfalls durch fehlerhafte Angaben des WULFF'schen Apparates verschuldet sein mochte. Nach seinen Erfahrungen sind die Angaben der WULFF'schen Folien in diesem pH-Gebiete ganz unverlässlich. Dasselbe beobachtete Herr Fachlehrer KARL SCHITTENGRUBER (Mautern i. Steiermark). Seiner freundlichen Angabe zufolge ergibt das Folienkolorimeter bei vielen Böden (nicht immer) im pH-Bereiche um 4 herum zu saure Werte, die merkwürdigerweise gegen einen Grenzwert von etwa pH 3·5 bis 3·7 zu tendieren. Dies wurde auch von der Erzeugerfirma des Folienkolorimeters schriftlich anerkannt und auf die schwache Pufferung der betreffenden Böden gegenüber der Folie zurückgeführt. Diese Abweichungen, von deren Bestehen ich mich auf einer Exkursion mit Herrn SCHITTENGRUBER bei Trieben in Steiermark jüngst überzeugen konnte, machen eine Anwendung der sonst so geistreichen WULFF'schen Methode, die übrigens auch langsamer auszuführen ist, als die KÜHN'sche, bei Werten saurer als pH 5 unmöglich.

<sup>7</sup> Es sei als merkwürdig erwähnt, dass wir im altbewaldeten Dünengebiet bei Steegen in einer Mulde ein Profil fanden, in dem der Säuregrad von A<sub>2</sub> die in den vorhin angeführten Profilen bestimmten Werte noch bedeutend übertraf, nämlich von Prof. TILL

Die zweite Exkursion am 23. Mai führte uns auf ein geologisch ganz abweichend aufgebautes Gebiet: auf die diluviale Hochfläche bei Danzig.

Wie die Zusammenstellung von O. v. LINSTOW zeigt,<sup>8</sup> ist das Diluvium am Steilrande der Danziger Höhe bis über 60—90 m mächtig. Es besteht einesteils aus den mergelig-tonigen Grundmoränenablagerungen des Inlandeises, das in den drei norddeutschen Haupteiszeiten über dieses Gebiet hinweggegangen ist, anderenteils aus sandigeren Ablagerungen der Interglazialzeiten, die zwischen die tonigen Mergel eingeschaltet sind. Es ist anzunehmen, dass die allgemeine Stromrichtung des Eises in den für uns hauptsächlich in Betracht kommenden zwei letzten grossen Eiszeiten, nämlich der mittleren (grössten) norddeutschen «Saale»-Vereisung und der letzten, sog. «baltischen» oder «Weichsel»-Eiszeit (mit dem zwischen diese beiden Phasen eingeschalteten «Warthe»-Vorstoss), eine verschiedene war. Die modernen Geschiebeforschungen haben zwar ergeben, dass die Bewegungsrichtung der Geschiebe innerhalb des Beschüftungskegels der Eismasse sehr kompliziert ist und es ist auch heute noch immer umstritten, ob die Ostsecedepression am Ende des Diluviums schon bestand und ihren Einfluss auf die Bewegungsrichtung der Geschiebe ausübte, aber dennoch dürften die Anschauungen von H. HAUSEN in Bezug auf die Hauptrichtungen der Eisströme so ziemlich zutreffen.<sup>9</sup> Nach HAUSEN soll der Eisstrom der

nach der WULFF'schen Methode zu pH 2·9 gefunden wurde. Nach der Aufnahme von TILL war das Profil folgendermassen aufgebaut:

0—8 cm	A <sub>0</sub>	Rohhumus.
8—21 cm	A <sub>1</sub>	Tiefschwarze, klebrige Humusschicht.
21—33 cm	A <sub>2</sub>	Humusfleckiger Bleichsand.
33—41 cm	B <sub>1</sub>	Rostbraune Orterde mit Humus.
Über 41 cm	B <sub>2</sub>	Humusfreie Orterde.

Auf 1/2 m Tiefe bereits Grundwasser mit H<sub>2</sub>S-Exhalationen.

Es handelte sich also bei diesem Boden um ein bereits vom Grundwasser stark beeinflusstes Profil. Der extrem saure Wert von pH 2·9 im Horizont A<sub>2</sub> ist bei diesem Profil jedenfalls auf Schwefelsäure zurückzuführen, die durch die Oxydation von Sulfiden entstand; dieses Profil ist also nicht als typisch für den Grad der Podsolierung auf Sand unter den obwaltenden klimatischen Verhältnissen anzusehen.

(Ein ähnlicher Grundwasserboden ist aus dem Königstal bei Danzig von E. SCHROEDTER beschrieben worden; vgl. E. SCHROEDTER: Das Vorkommen freier Schwefelsäure in einem Grundwasserboden; Chemie der Erde, IV. Bd., 1. Heft, 1928, pag. 70—75.)

<sup>8</sup> O. v. LINSTOW: Die diluviale Depression im norddeutschen Tiefland; Zeitschrift f. Gletscherkunde, 10. Bd., 1916—1917, pag. 139—143. (Die betreffende Karte ist auch in P. WOLDSTEDT: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums [F. ENKE, Stuttgart, 1929] auf pag. 321 mitgeteilt.)

<sup>9</sup> H. HAUSEN: Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämtne en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande. Med tvänne kartor. Mit deutschem Referat: Studien über die Ausbreitung der südfinnischen Leitblöcke

grossen Saale=Vereisung eine mehr NW—SO=liche Bewegungsrichtung gehabt haben, während in der Weichsel=Eiszeit die Eisströme in N—S=Richtung ausgingen und an der Peripherie im Danziger Gebiet stark gegen SW abbogen. Diese Kreuzung der Bewegungsrichtungen in fast rechtem Winkel hat stellenweise zur Aufstauung der Grundmoränen=Geschiebemergelablagerungen geführt. Die Interglazialsande lassen dies noch deutlicher erkennen. Ausserdem war im Gebiete der Danziger Hochfläche auch noch subglaziale Schmelzwassererosion mit am Werke, so dass im Zusammenwirken aller dieser Faktoren eine grosse Mannigfaltigkeit des Untergrundes der heutigen Oberfläche entstand. Wir haben im Untergrunde der Böden der Hochfläche einen bunten Wechsel sandigerer=kalkfreier und gut wasserdurchlässiger Schichten mit tonig=mergeligen, mehr oder minder wasserdichten, oder wenigstens doch wasserstauenden Horizonten.<sup>10</sup>

in Russland, nebst einer Übersicht der letzten Eisrezession im Ostbaltikum. Vorläufige Mitteilung, 1911; Bull. de la Comm. géol. de Finlande, Nr. 32, Helsingfors, Mars 1912, pag. 1—32.

<sup>10</sup> Bezüglich des geologischen Aufbaues der Danziger Hochfläche und Niederung vgl. noch:

B. KÜHN: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lieferung 124. Blatt Quaschin. Gradabt. 16, Nr. 31. Geognostisch und agronomisch bearbeitet 1900—1901; Berlin, 1905.

O. ZEISE: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Oliva. Gradabt. 16, Nr. 32; Berlin, 1903.

B. KÜHN: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 124. Bl. Zuckau. Gradabt. 16, Nr. 37. Geognostisch und agronomisch bearbeitet 1899—1900; Berlin, 1905.

O. ZEISE: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Danzig. Gradabt. 16, Nr. 38; Berlin, 1903.

O. ZEISE: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Weichselmünde mit Neufahrwasser. Gradabt. 16, Nr. 39 und 33; Berlin, 1903.

A. JENTZSCH: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Nickelswalde. Gradabt. 16, Nr. 40; Berlin, 1903.

W. WOLFF: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 124. Bl. Prangenu. Gradabt. 16, Nr. 43. Geognostisch und agronomisch bearbeitet 1899 und 1900; Berlin, 1905.

W. WOLFF: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Praust. Gradabt. 16, Nr. 44; Berlin, 1903.

W. WOLFF: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Trutenau. Gradabt. 16, Nr. 45; Berlin, 1903.

B. KÜHN: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Käsemark. Gradabt. 16, Nr. 46; Berlin, 1903.

W. WOLFF: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 124. Bl. GROSS-Paglau. Gradabt. 16, Nr. 49. Geognostisch und agronomisch bearbeitet 1900 und 1901; Berlin, 1905.

P. SONNTAG: Geologischer Führer durch die Danziger Gegend; 1910, pag. 1—156. (Vgl. A. W. KAFEMANN, Danzig).

Nach meinen früheren Erfahrungen erwartete ich von vornherein an jenen Stellen der Hochfläche, wo der Geschiebemergel näher an die Oberfläche herantritt und nur flachgründig von Sand überdeckt wird, geringere Podsolierung des Bodens und Übergänge in Braunerde zu finden und äusserte noch vor Antritt der Exkursion diese Ansicht gegenüber unserem Führer, Herrn Prof. STREMMER. Diese apriori-Annahme hat sich denn auch im Laufe der Exkursion vollauf bestätigt, wofür hier einige Zahlen mitgeteilt seien.

PROFIL Nr. 3. — TALWIESENBODEN, DISTRIKT 84 DER FÖRSTEREI RENNEBERG BEI OLIVA.

Sehr schwache Spuren beginnender Podsolierung eines trockenen Wiesenbodens mit tonig-rostigem »Glei«-Horizont im Untergrunde (Grundwasserwirkung).

Tiefe und Horizontbeschreibung			Tiefe, aus der die pH-Probe entnommen wurde	pH-Wert
0–5 cm	A <sub>0</sub> –A <sub>1</sub>	Humose Sandschicht	—	—
5–28 cm	A <sub>2</sub>	Sehr schwach ausgebleichter Sand (Beginnende Podsolierung)	5–6 cm	5·8
28–50 cm	B	Gelber Sand. (Orterdeflecken)	29–30 cm	6·6
50–70 cm	G	Grauer »Glei«. (Rostig-tonig-sulfidische Grundwasserabsätze)	39–40 cm	6·6
70–100 cm (und darüber)	C	Grauer Sand mit Grundwasser.	60–61 cm	6·5
			—	—

(Wahrscheinlich ist auch Horizont A<sub>2</sub> und B vom Grundwasser beeinflusst).

PROFIL Nr. 4. — WALDBODEN, DISTRIKT 8 DER FÖRSTEREI RENNEBERG BEI OLIVA.

Sehr starke Podsolierung auf tiefgründigem, gut durchlässigem Sand mit deutlichem Eisenakkumulationshorizont. Vegetation: ungefähr 60jähriger reiner Bestand von *Pinus silvestris*. Vor dem Einsetzen geregelter Forstwirtschaft soll die Buche dominiert haben. Untervegetation: *Vaccinium myrtillus* durchsetzt mit *Vaccinium vitis idaea*, *Hypnum Schreberi*, *Aira flexuosa*.

Tiefe und Horizontbeschreibung			Tiefe, aus der die pH-Probe entnommen wurde	pH-Wert
0–5 cm	A <sub>0</sub> –A <sub>1</sub>	Kiefernadelstreu, Rohhumusschicht	0–1 cm	3·1
5–20 cm	A <sub>2</sub>	Bleichsand	5–6 cm	3·5
20–50 cm	B <sub>1</sub>	Orterde, obere Schicht	20–21 cm	4·4
50–140 cm	B <sub>2</sub>	Orterde, stark eisenschüssig <sup>11</sup>	70–71 cm	4·8
140 cm (und darüber)	C	Lockerer Diluvialsand	135–136 cm	5·2

<sup>11</sup> Ich gebe hier die Horizontbezeichnung gemäss den an Ort und Stelle erhaltenen Aufklärungen, halte aber die Angabe für die Mächtigkeit des B<sub>2</sub>-Horizontes für zu gross, weil ein Teil des bunten B<sub>2</sub>-Horizontes seine Eisenschüssigkeit wohl früheren höheren Grundwasserständen verdanken mag, nicht aber der Akkumulation von oben herabgewanderten Eisens, also eigentlich als G-Horizont zu bezeichnen wäre.

PROFIL Nr. 5. — WALDBODEN, DISTRIKT 84 DER FÖRSTEREI RENNEBERG  
 BEI OLIVA.

Abgebremste Podsolierung eines Waldbodens auf flachgründigem Sand, mit nahe zur Oberfläche herantretendem, wenig durchlässigem Geschiebemergel als Unterlage des Sandes. Vegetation: 70jähriger Bestand von *Pinus silvestris*, weniger *Fagus sylvatica* und *Quercus* (grösstenteils *Qu. sessiliflora*). Vor dem Einsetzen geregelter Forstwirtschaft soll im Bestand die Buche dominiert haben. Untervegetation: hauptsächlich *Oxalis acetosella* und *Anemone nemorosa*; ferner *Vaccinium myrtillus*, *Luzula pilosa*, *Milium effusum*, *Asperula odorata*, *Carex digitata*.<sup>12</sup>

Tiefe und Horizontbeschreibung			Tiefe, aus der die pH-Probe entnommen wurde	pH-Wert
0—5 cm	A <sub>0</sub> —A <sub>1</sub>	Humose Sandschicht	—	—
5—20 cm	A <sub>2</sub>	Bleichsand	5—6 cm	4·6
20—50 cm	B <sub>1</sub>	Sandiger eisenschüssiger Akkumulationshorizont	40—41 cm	5·7
50—180 cm	B <sub>2</sub>	Toniger eisenschüssiger Akkumulationshorizont	115—116 cm	5·9
Über 180 cm	C	Geschiebemergel (karbonathaltig)	180—181 cm	7·8

Wir sahen dann im weiteren Verlauf unserer Exkursion am Wege von Renneberg zur Strauchmühle ein schwach podsoliertes Hangprofil mit pH 5·1 im Bleichhorizont unmittelbar unter der Nadelstreu und 10 cm tiefer mit pH 5·7. Ebenso sahen wir am Ellaweg zwischen der Strauchmühle und Freudenthal ein Hangprofil mit pH 5·6 im obersten Teil des mineralischen Bleicherdehorizontes (A<sub>2</sub>), also nur schwache, beginnende Podsolierung andeutend; (Untervegetation: *Festuca sylvatica* und *Aira flexuosa*, kein *Vaccinium*). Allerdings sind diese Hangprofile wenig bezeichnend, weil die der Podsolierung unterliegenden obersten Bodenschichten durch Solifluktion stetig in die Tiefe befördert werden. Mit Rücksicht auf die früher mitgeteilten Normalprofile meine ich aber doch, dass die am Weg unserer Exkursion wahrnehmbare allmähliche Abbremsung des Podsolierungsvorganges, nämlich der allmähliche Übergang der Profile vom typischen Podsolprofil in das Profil der braunen Waldböden, in erster Reihe dem gleichzeitigen Empor-tauchen des wasserstauenden, kalkhaltigen Geschiebemergels bis nahe an die Oberfläche zuzuschreiben sei.

Ich möchte als besonders beweiskräftig für die Richtigkeit dieser Auffassung das folgende Profil Nr. 6 hervorheben, in dem der Geschiebemergel sehr nahe an die Oberfläche herantritt und dementsprechend auf dem überlagernden Sand kein Podsol, sondern eine Braunerde entstand.

<sup>12</sup> Vgl. das in Anmerkung Nr. 11 Gesagte.

PROFIL Nr. 6. — BRAUNER BUCHENWALDBODEN AM SATTEL  
OBERHALB FREUDENTHAL.

Kalkumlagerung, aber keine Sesquioxidumlagerung. Flache Sandlage über Geschiebemergel. Vegetation: Buchenbestand mit Eiche. Untervegetation: viel *Asperula odorata*.

Tiefe und Horizontbeschreibung			Tiefe, aus der die pH-Probe entnommen wurde		pH-Wert
0—5 cm	A <sub>0</sub> —A <sub>1</sub>	Mullschicht	0—1 cm	5·7	
5—30 cm	A <sub>2</sub>	Entkalkter Sand	5—6 cm	5·9—6·2	
			15—16 cm	5·9—6·2	
30—40 cm	B	Kalkakkumulationshorizont	—	—	
Von 40 cm an	C	Karbonathältiger Geschiebemergel	45—46 cm	7·8	

Man könnte mir den Einfluss der Vegetation entgegenhalten, darauf hinweisen, dass die schönen Podsolprofile bei Steegen und am Renneberg (Nr. 2 und 4) unter der Streu eines reinen Kiefernwaldes entstanden seien, während Profil Nr. 6 bei Freudenthal gemischten Laubwaldbestand trägt. Auch bei den Diskussionen während der Exkursion, an Ort und Stelle wurde zur Erklärung der lokalen Braunerdebildung die kalkende Wirkung des Buchenwaldlaubes etc. herangezogen, hingegen die von mir hier hervorgehobene Wirkung des Untergrundes gänzlich ausser acht gelassen.

Dieser Auffassung ist zu entgegen, dass nach gefl. Angabe des Herrn Oberförsters NEUMANN (Steegen) eben an dem Orte des Profils Nr. 4 vor dem Einsetzen geregelter Forstwirtschaft die Buche dominiert haben soll und der heutige *Pinus silvestris*-Bestand erst 60 Jahre alt ist; wohl eine zu kurze Zeit, um die Umwandlung des Braunerdeprofils in ein so charakteristisches, tiefgründiges Podsolprofil nur durch die Wirkung der Vegetation zu erklären. Ebenso ist bezüglich der starken Podsolierung auf den Sanddünen der Nehrung auf folgende interessante und prinzipiell wichtige Mitteilung H. STREMMER's aufmerksam zu machen:<sup>13</sup>

« . . . Wie die Bildung der braunen Waldböden, so ist auch der Grad der Podsolierung mehr vom Klima als von der Flora abhängig . . . Nach den Karten H. HAUSRATH's<sup>14</sup> waren noch um 1300 die Gebiete der gegenwärtigen stärksten Podsolierung in Deutschland, die Heiden an der Nordsee, reine Laubholzgebiete, während sie um 1900 zu denen mit 51 bis 75% Nadelholz und 49 bis 25% Laubholz gehörten. Da man unter den bronzezeitlichen Begräbnishügeln die starke Podsolierung auch angetroffen hat, so würde nicht nur der gegenwärtige Nadelwald mit Laub-

<sup>13</sup> H. STREMMER: Grundzüge der praktischen Bodenkunde; (Vlg. Gebr. BORNTRÄGER), Berlin, 1926, pag. 1—332. Vgl. pag. 134.

<sup>14</sup> H. HAUSRATH: Der deutsche Wald; Aus Natur und Geisteswelt, Nr. 153, Leipzig, 1907.

holzbeimengung, sondern der frühere reine Laubwald sie mit verursacht haben.»

Hieraus folgt, dass auch die Bildung eines Buchenwaldrohhumus möglich ist, wenn sonstige genügend energisch entbasend auf den Humus einwirkende Faktoren mit im Spiele sind.<sup>15</sup>

Wir sehen, dass STREMMER in herkömmlicher Weise diese energische Auslaugung ausschliesslich luftklimatischen Ursachen zuschreibt, während ich hier die Ansicht vertrete, dass bei Danzig und anderen Orten die lokal energischere Auswaschung innerhalb desselben Luftklimas auf Ursachen zurückzuführen ist, die dem Boden selbst innewohnen und zwar in erster Reihe auf die verschiedene Durchlässigkeit des Untergrundes. Wir müssen zur Rechtfertigung dieser Behauptung nunmehr ein Paar Worte über den Zusammenhang von Bodenbildung und Klima im allgemeinen sagen, wobei vorausgeschickt sei, dass im Folgenden die verschiedenen Gattungen Braunerden im Sinne der bekannten WIEGNER'schen Auffassung, — (vgl. insbesondere die weiter unten auf pag. 58. in Anmerk. Nr. 87 angeführten Arbeiten), — als Übergangstypen verschiedenen Auslaugungsgrades zwischen den gut definierbaren Endtypen Podsol und Tschernosiom betrachtet werden.

\* \* \*

Seitdem durch die bahnbrechenden Arbeiten der russischen Bodenforscher, insbesondere K. GLINKA's und in Deutschland E. RAMANN's das Klima als einer der hauptsächlichsten Faktoren der Bodentypenbildung erkannt wurde, setzten auch die Bemühungen ein, diesen Zusammenhang für die einzelnen Bodentypen zahlenmässig festzulegen. Man erkannte, dass für die Aufstellung solcher Beziehungen in erster Reihe die klimatischen Faktoren: Temperatur, Niederschlag und Verdunstung in Frage kommen; sie sind die «Grosswerte» des Klimas, wie sie RAMANN später bezeichnete.

Es erübrigt sich an dieser Stelle den ganzen Entwicklungsgang der Forschung nocheinmal zu skizzieren, da hierüber gerade in der letzten Zeit einige sehr gute zusammenfassende Darstellungen erschienen sind.<sup>16</sup>

<sup>15</sup> Vgl. hierzu auch die von H. STREMMER (l. c., pag. 114) zitierte Bemerkung von K. LUNDBLAD (Ett Bidrag till Kännedom om Brunjords-eller Mulljordstypens Egenskaper och Degeneration i södra Sverige; Meddel. fr. Statens Skogsförsöksanstalt 21, 1. Stockholm 1924) über die Bildung podsoliger Böden in Smaland unter Buchenwaldvegetation: «In manchen Fällen war unzuweckmässige Behandlung des Buchenwaldes die Ursache der Degeneration, die zur Bildung eines Buchenrohhumus führte».

<sup>16</sup> ALFR. MEYER: A. a. O., pag. 210—272.

H. JENNY: Klima und Klimabodentypen in Europa und in den Vereinigten Staaten

Es ist bekannt, dass der «Regenfaktor» von R. LANG,<sup>17</sup> in dem nur die beiden Klimaelemente, Niederschlag und Temperatur zu einem Quotienten vereinigt sind (Regenfaktor =  $\frac{\text{Niederschlag}}{\text{Temperatur}}$ ), in einer Reihe von Fällen zur zahlenmässigen Darstellung der bodenbildenden Wirkung eines Klimas vollständig versagte.<sup>18</sup> LANG ging von der Annahme aus, dass die Verdunstung in angenähert dem gleichen Verhältnis zunehme, wie die Temperatur und meinte darum mit den von allen meteorologischen Stationen erhältlichen Daten dieser beiden Klimaelemente auskommen zu können. ALFR. MEYER zeigte<sup>19</sup> aber dann, dass durch die Bildung eines Befeuchtungsfaktors,<sup>20</sup> in dem auch der dritte Grosswert des Klimas, die Verdunstungsgrösse zahlenmässig (in indirekter Weise) berücksichtigt ist, den Bedürfnissen der Bodenbildungslehre viel besser Genüge geleistet wird, als durch den Regenfaktor. Die direkte Messung der Verdunstung hängt, wie wir weiter unten noch sehen werden, ausserordentlich stark von lokalen Verhältnissen ab, so dass bis jetzt erst ein sehr geringes vergleichfähiges Zahlenmaterial vorliegt. ALFR. MEYER suchte darum ein indirektes Mass für die Verdunstung zu gewinnen. Er fand es im Sättigungsdefizit der Luft an Wasserdampf.<sup>21</sup> ALFR. MEYER ist sich dessen durchaus bewusst,

von Nordamerika; Bodenkundl. Forschungen, herausgeb. v. Vorstand der Int. Bod. Ges. 1929, Bd. I, Nr. 3, pag. 139—187; vgl. pag. 139—148.

E. BLANCK: Kurzer Überblick über die historische Entwicklung der Bodenzonenlehre und Einteilung der Böden auf Grund der Klimaverhältnisse an der Erdoberfläche; in Handbuch der Bodenlehre, Bd. III: Die Lehre von der Verteilung der Bodenarten an der Erdoberfläche. Regionale und zonale Bodenlehre. Berlin, (Verlag J. SPRINGER) 1930, pag. 1—26.

<sup>17</sup> R. LANG: Versuch einer exakten Klassifikation der Böden in klimatischer und geologischer Hinsicht; Internat. Mitteil. f. Bodenkunde (alte Serie), Bd. V, 1915, pag. 312—346

R. LANG: Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde; 1920, pag. 1—188, Stuttgart, (Vlg. E. SCHWEIZERBART [E. NÄGELE]).

R. LANG: Über Nomenklatur der Böden; Compt. Rend. de la Conférence extraordinaire (III-ème Internationale) Agropédologique à Prague 1922. Prague, 1924, pag. 154—172; vgl. pag. 163—165.

<sup>18</sup> H. STREMMER: Zur Kenntnis der Bodentypen; Geologische Rundschau, Bd. VII, 1917, pag. 330—339.

<sup>19</sup> ALFR. MEYER: A. a. O.; (vgl. Anmerk. Nr. 5 vorliegender Arbeit.)

<sup>20</sup> Ein Befeuchtungsfaktor, erhalten als Quotient von Niederschlag und (direkt gemessener) Verdunstung wurde schon früher von E. N. TRANSEAU (Forest Centers of Eastern America; Americ. Natural. Vol. 39, 1905, pag. 875—889) aufgestellt, doch nicht mit bodenkundlichen Aspekten, sondern zwecks zahlenmässiger Festlegung der Beziehungen zwischen klimatischer Befeuchtung und Vegetation.

<sup>21</sup> Das Sättigungsdefizit wird berechnet, indem man aus einem physikalischen Tafelwerk die der Temperatur entsprechende Menge Wasserdampf für mit Wasserdampf gesättigte Luft herausucht (am besten graphisch) und davon diejenige Menge Wasserdampf abzieht, die in der Luft tatsächlich vorhanden ist. Letztere Menge erhält man durch Multiplikation

dass auch sein «N.=S.=Quotient», nämlich der Quotient aus Niederschlagsmenge und Sättigungsdefizit ( $N.=S.=\text{Quotient} = \frac{\text{Niederschlag}}{\text{Sättigungsdefizit}}$ ), keine absolut ideale Lösung jener Frage darstellt, wie der Klimaeinfluss auf die Bildung der Bodentypen zahlenmässig darzustellen sei. Wie er selbst ausführt,<sup>22</sup> ist nämlich die Verdunstung nicht nur eine Funktion der Temperatur und Luftfeuchtigkeit, sondern zugleich auch der Windgeschwindigkeit und des Luftdruckes. Von diesen Klimaelementen ist nun der wichtige Faktor Windgeschwindigkeit und der unter gewöhnlichen Umständen (mittlere Höhenlage) minder wichtige Faktor Luftdruck aus praktischen Gründen (mangelnde Daten, Kompliziertheit des mathematischen Ausdrucks usw.) nicht in den N.=S.=Quotienten mit einbezogen.

Bevor wir in unseren Betrachtungen fortfahren, sei noch etwas näher auf die Frage eingegangen, warum für bodengenetische Untersuchungen die Messung der Verdunstungsgrösse besser auf dem auch von ALFR. MEYER eingeschlagenen indirekten Weg über das Sättigungsdefizit der Luft hinüber erfolgt, als auf dem direkten Weg und bis zu welchem Grad ein solches Verfahren auch theoretisch begründet ist.

WALTER KNOCHE äussert sich<sup>23</sup> über die prinzipiellen Schwierigkeiten einer direkten Messung der Verdunstung wie folgt: «Während die Verteilung der Niederschläge eines Gebietes mehr oder weniger bekannt ist, fehlt es im allgemeinen an vergleichbaren Verdunstungsmessungen, da entsprechende Apparate (Evaporimeter) einmal nicht zur normalen Ausrüstung meteorologischer Stationen gehören und ferner deren Werte selbst bei gleichem System der Messinstrumente wegen der Kleinheit und der wechselnden Höhe der verdunstenden Oberfläche, ihrer Aufstellung in mehr oder weniger windhemmenden Hütten (Einfluss wechselnder Windstärke) usw. für eine klimatische Bewertung nicht in Frage kommen».

der Sättigungsmenge an Wasserdampf mit den in den klimatologischen Tabellen enthaltenen Werten für die ‰ der relativen Feuchtigkeit in der Luft. Es sei noch bemerkt, dass man gewöhnlich die Wasserdampfmenngen durch ihren Dampfdruck in Millimetern Quecksilbersäule in Rechnung zu stellen pflegt, dass es aber prinzipiell wohl richtiger ist, mit Grammen Wasserdampf pro 1 m<sup>3</sup> Luft zu rechnen. Allerdings sind zufälligerweise die Zahlenwerte beider Grössen fast gleich, doch bei höheren Temperaturen (von etwa 20<sup>o</sup> C angefangen) ergeben sich doch schon merkbare Differenzen, wenn man das Sättigungsdefizit und den N.=S.=Quotienten auf die eine oder die andere Weise berechnet. In vorliegender Arbeit wird durchwegs mit Grammen Wasserdampf pro m<sup>3</sup> Luft gerechnet.

<sup>22</sup> ALFR. MEYER: A. a. O., pag. 235—236.

<sup>23</sup> WALT. KNOCHE: Verteilung des Niederschlagsüberschusses bezw. Defizits in Chile; Meteorologische Zeitschrift, 40. Jahrg. (zugleich Bd. LVIII d. Zeitsch. d. Ost. Ges. f. Meteor.), 1923, pag. 343—345; vgl. pag. 343.

WALT. KNOCHE: Verteilung des Niederschlagsüberschusses in Chile; Mitteil. d. Deutsch-Chilenischen Bundes, Concepcion (Chile), 1923, III. Jahrg., Heft 1.

Nach gefl. mündlicher Mitteilung des Herrn Vizedirektors DR. ANT. RETHLY der Kgl. Ung. Meteorologischen Zentralanstalt zeigten sich bei den laufenden direkten Verdunstungsmessungen in Ungarn mit WILD'schen Evaporimetern oft an ganz benachbarten Orten je nach den Aufstellungsverhältnissen der Instrumente (Nachbarschaft von Baumgruppen, Windexposition usw.) Differenzen, die weit über 100% des gemessenen Wertes betrug. Solche Zahlen können also für ganz spezielle Untersuchungen, z. B. der Standortsverhältnisse von Pflanzen, für die Beurteilung des «Klimas auf kleinstem Raum,» wie es von GREG. KRAUS treffend genannt wurde,<sup>24</sup> sehr wertvoll sein, sind aber selbst bei strengster Kritik kaum zur Definition der allgemeinen Verdunstungsverhältnisse grösserer Klimabezirke zu gebrauchen. Was wir für bodengenetische Untersuchungen nötig haben, ist gleichsam ein Integralwert über alle auf den kleinsten Standorten gültigen Einzelwerte der Verdunstung. Dessen Grösse lässt sich viel besser auf dem indirekten Wege der Berechnung des Sättigungsdefizits an Wasserdampf abschätzen, wie das MEYER getan hat.<sup>25</sup>

Es liegen neuere Versuche vor, die Verdunstungsmessungen auf derartige exakte Grundlagen zu fundieren, dass es möglich wäre, aus verhältnismässig einfach durchzuführenden Messungen der Wasserverdunstungshöhe auf kleineren Flächen bekannten Flächeninhaltes, verbunden mit Bestimmungen der Temperatur an der verdunstenden Oberfläche und des Dampfdruckes in der überlagernden Luftschicht, sowie anemometrischer Messung der Windgeschwindigkeit, die Verdunstungsgrösse auf grösseren Arealen durch Einsetzen vorher bestimmter Koeffizienten, der «Austrocknungswerte» mathematisch zu berechnen. Es sei hier in Ergänzung der von ALFR. MEYER angeführten Literatur insbesondere auf die grundlegenden Arbeiten von FRANK H. BIGELOW und seiner Mitarbeiter aufmerksam gemacht,<sup>26</sup> die in

<sup>24</sup> GR. KRAUS: Boden und Klima auf kleinstem Raum, Versuch einer exakten Behandlung des Standorts auf dem Wellenkalk; Jena, 1911, (Vgl. G. FISCHER), pag. 1—184.

<sup>25</sup> Man muss aber auch hier einige Kritik und Vorsicht walten lassen. So fand ich z. B. bei der Berechnung von N.-S.-Quotienten für Ungarn, dass sich für Budapest aus den meteorologischen Daten Quotienten berechnen lassen, nach denen das Budapester Klima dasjenige von Türkeve im Zentrum der Ungarischen Tiefebene an Aridität noch übertreffen sollte. Dies dürfte aber nur durch lokale Umstände, durch die Aufstellung der Instrumente in Budapest im Stadtrayon bedingt sein, so dass diese Zahlen für die klimatologische Charakteristik der Umgebung von Budapest nicht herangezogen werden dürfen. Man wird für unsere Zwecke meteorologische Daten, die im engeren Gebiete grösserer Städte gewonnen wurden, als lokalklimatologisch stark beeinflusst überhaupt stets besser ausschalten.

<sup>26</sup> FR. H. BIGELOW: Las leyes de la evaporación del agua de fuentes, depósitos y lagunas, arena, suelos y plantas; Boletines de la Oficina Meteorológica Argentina, Boletín No. 2. Primera Parte. (The laws of the evaporation of water from pans, reservoirs and lakes, sand, soils and plants, Bulletins of the Argentine Meteorological Office, Bulletin

den Kreisen der Bodenforscher wenig bekannt zu sein scheinen, obwohl sie ökologisch sehr interessante Daten über den periodischen Gang der Verdunstung auf bebauten und unbebauten Böden verschiedener Bindigkeit und über die Grösse und den Gang der Eigentranspiration von Weizen, Bohne und Alfalfa enthalten.<sup>27</sup> Es ist leider nicht möglich an dieser Stelle auf diese interessanten Arbeiten näher einzugehen. Wir müssen uns darauf beschränken mitzuteilen, dass es dank der von BIGELOW mit einem ganzen Stabe von Mitarbeitern im südöstlichen Teil von Kalifornien (Salt Creek am Salton Sea), Nevada (bei Reno)<sup>28</sup> und in Argentinien (Cordoba) in mehrmonatlicher, mühsamer und kostspieliger Arbeit gewonnenen Zahlen gelungen ist, Evaporationskoeffizienten zu erhalten, die es gestatten, bei zahlenmässig bekannten Windgeschwindigkeiten und Anwendung ganz bestimmter Apparaturen die Verdunstung auf grösseren Wasserflächen, wie Seen, Staubecken u.s.w. mit ziemlicher Sicherheit zu berechnen. Ausser diesen praktischen Erfolgen liegt die Bedeutung der BIGELOW'schen Arbeiten darin, dass sie verschiedene theoretische Streitfragen klärten. So zieht z. B. BIGELOW aus seinen Resultaten den Schluss, dass die bekannte DALTON'sche Formel für die Verdunstung nur in Trockenklimaten oder in den Tagesperioden der sonstigen Klimate annehmbare Werte ergebe, während für die Verdunstung unter humiden Bedingungen und allgemein für die Nachtperioden mit herabgesetzter Verdunstung unbedingt die BIGELOW'schen Formeln herangezogen werden müssen.<sup>29</sup>

No. 2. The first part.) Buenos Aires, 1912. pag. 1—46. und: Fórmulas definitivas para la evaporación del agua de fuentes de diferentes tamanos, lagos y depósitos. Estudios relativos a la evaporación de suelo, arena y tierra plantadas con trigo, habas y alfalfa. Bol No. 2. Segunda Parte, Julio de 1912. (The definitive formulas for the evaporation of water from pans of different sizes, lakes and reservoirs. Studies on evaporation from soil, sand, and loam planted with wheat, beans and alfalfa; Bull. No. 2. The second part July 1912.) Buenos Aires, 1912. pag. 47—147.

<sup>27</sup> FR. H. BIGELOW: A. a. O., pag. 89—112.

<sup>28</sup> FR. H. BIGELOW: Studies on the phenomena of the evaporation of water over lakes and reservoirs. I. The proposed study on the problems of evaporation at the Salton Sea, Southern California; Monthly Weather Review and Annual Summary, Vol. XXXV, 1907, pag. 311—316.

FR. H. BIGELOW: Studies on the phenomena of the evaporation of water over lakes and reservoirs. II. The observations on evaporation made at the reservoir in Reno, Nevada, August 1 to September 15, 1907; Monthly Weath. Rev., Vol. XXXVI, 1908, pag. 24—39.

<sup>29</sup> FR. H. BIGELOW: A. a. O., pag. 19—20; (vgl. Anmerkung Nr. 26.)

Bei uns kam E. v. CHOLNOKY in einer interessanten Arbeit: A tavak és folyók vízállásáról, Hidrológiai Közlöny, II, 1922, pag. 13—18 (deutscher Auszug: Über die Wasserstände der Flüsse und Seen, Zeitschrift f. Hydrologie, II, 1922, pag. 107, Budapest) durch die Untersuchung 54jähriger Pegelstände des Balaton (Plattensee), sowie der

Innerhalb gewisser Grenzen stimmen aber die beiden Formeln ziemlich gut überein und diese Übereinstimmung besagt zugleich, dass innerhalb ebenderselben Grenzen die (in der DALTON'schen Gleichung als algebraischer Faktor vorkommenden) Werte des Sättigungsdefizites linear proportional zu den (in der BIGELOW'schen Formel als algebraischer Faktor gleicher Art figurierenden) Austrocknungswerten gehen. W. KNOCHE hat das Verhältnis der beiden Werte, wie es aus den BIGELOW'schen Formeln folgt, in einer kürzlich erschienenen interessanten Arbeit<sup>30</sup> in sehr übersichtlichen Graphikons nochmals dargestellt.

Dies entscheidet die alte Streitfrage, ob das «Sättigungsdefizit» tatsächlich als ein lineares Mass des Vermögens der Luft den Körpern Wasser zu entziehen, der sog. «Evaporationskraft» zu betrachten sei, oder aber nicht, wie das von verschiedener Seite behauptet worden ist.<sup>31</sup> Für die auf der Erde im allgemeinen herrschenden klimatischen Temperatur- und Feuchtigkeitsbedingungen ist die Frage zu bejahen. Nur bei sehr geringen Wasserdampfgehalten der Luft, (unter ca. 20% relativer Feuchtigkeit), sind die Austrocknungswerte für alle Temperaturen viel grösser, als aus den Sättigungsdefizitwerten folgen würde. Ebenso hat ein Ansteigen der Temperatur über eine gewisse Grenze hinaus (ca. über 20° C) auch bei hohen relativen Feuchtigkeiten ein beschleunigteres Austrocknen zur Folge, als es dem Sättigungsdefizit entsprechen würde.

BIGELOW hat, wie schon erwähnt, den Versuch gemacht, seine exakten Verdunstungsmessungen auch auf kultivierte und unkultivierte Ungarischen Flüsse Zala und Zagyva zu dem Schlusse, dass der Gang der Wasserstandskurven hinreichend erklärt werden kann, wenn man die monatliche Verdunstungsmenge auf der Seeoberfläche, bezw. dem Einzugsareale der Flüsse den mittleren Monatstemperaturen proportional setzt. Das ist im Grunde genommen dasselbe Resultat, das später von ALFR. MEYER in seiner angeführten Arbeit (auf pag. 243) folgendermassen ausgedrückt wurde: die Abflussschwankungen von Flüssen, die ihr Einzugsgebiet im Flachlande haben, bei denen also die Schneeschmelze den Abfluss nicht sehr verändert, entsprechen dem Steigen und Fallen der Monats-N.-S.-Quotienten. Aber CHOLNOKY schreibt auch zugleich, dass die Proportionalität nicht ganz so einfach sei, sondern dass es sich nur um eine Annäherung handle. Die BIGELOW'schen Resultate dürften wohl einen grossen Teil der konstatierten Abweichungen erklären.

<sup>30</sup> W. KNOCHE: Der Austrocknungswert als klimatischer Faktor; Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte, 48. Bd., Nr. I, Hamburg, 1929. S.-A. pag. 1—47. Vgl. pag. 12—15.

<sup>31</sup> W. ULE: Zur Beurteilung der Evaporationskraft eines Klimas; Meteorol. Zeitschr., VII. Jahrg., (zugleich XXV. Bd. der Zeitschr. d. Ost. Ges. f. Meteor.) 1890, pag. 91—96.

G. SCHWALBE: Über die Darstellung des jährlichen Ganges der Verdunstung; Meteorol. Zeitschr., XIX. Jahrg., (zugleich XXXVII. Bd. d. Zeitschr. d. Ost. Ges. f. Meteor.) 1902, pag. 49—59.

oberflächen von verschiedener mechanischer Zusammensetzung auszudehnen. Die so erhaltenen Austrocknungswerte sind aber im Gegensatz zu den an Wasserflächen erhaltenen Zahlen nur von lokaler Bedeutung, da die Verhältnisse an einer so kompliziert zusammengesetzten, inhomogenen Oberfläche, wie sie besonders der mit Vegetation bedeckte Boden darstellt, unendlich verwickelter sind, als an einer doch mehr-weniger homogenen Wasseroberfläche. Es wurden wieder nur Zahlen erhalten, die für das «Klima auf kleinstem Raum,» auf dem der Versuch gerade angestellt wurde, bezeichnend sind. Wäre es möglich, eine sehr grosse Menge von Zahlen innerhalb eines grossen Territoriums auf diese Weise zu bestimmen, so wäre dies eine ideale Methode zur Untersuchung des zahlenmässigen Zusammenhanges zwischen Klima und Boden. Dem steht aber leider die äusserst zeitraubende und kostspielige Art der BIGELOW'schen Untersuchungsmethode entgegen,<sup>32</sup> die eben deshalb auch bislang nur in so kurzen Versuchsreihen angewendet wurde, wie sie zur endgültigen Charakteristik eines Klimas gar nicht genügen können.<sup>33</sup>

Wir sehen aus alldem, dass heute der N.-S.-Quotient ALFR. MEYER's wohl den zweckmässigsten Ausdruck für die zahlenmässige Darstellung der klimatischen Befeuchtung des Bodens darstellt.

Aber auch wenn es in Zukunft gelingen sollte, den N.-S.-Quotienten durch das Einführen weiterer Koeffizienten zu verbessern, so wird er doch stets nur den Einfluss des Luftklimas erfassen, nicht aber das für die Bodenbildung ausschlaggebende Bodenklima.

ALFR. MEYER hat bei der Selbstkritik seines N.-S.-Quotienten in durchaus einwandfreier Weise dargelegt,<sup>34</sup> dass das Bodenklima gegenüber dem Luftklima hauptsächlich durch: 1. die Vegetation, 2. die Gesteinsunterlage, 3. das Relief der Bodenoberfläche verändert wird. Er kommt zu dem Resultat, dass bei der Berechnung seines Quotienten:

<sup>32</sup> BIGELOW und seine Mitarbeiter haben z. B. in Reno während 6-wöchentlicher, kontinuierlicher Tag- und Nachtarbeit nicht weniger als 35.000 Beobachtungen bestehend aus ungefähr 100.000 einzelnen Instrumentenablesungen ausgeführt.

<sup>33</sup> Es liegt aber ein Versuch von W. KNOCHE vor, mit Hilfe der BIGELOW'schen Formeln für ein grösseres Gebiet (Chile) ein rohes Bild der Verteilung der Linien gleicher Differenzen von Niederschlag minus Verdunstung zu gewinnen; vgl. die in Anmerkung Nr. 23 genannten Arbeiten W. KNOCHE's, sowie ausserdem:

W. KNOCHE: Estudio sobre la evaporación en Chile; Revista Chilena de Historia y Geografía, 1919, Nr. 32, Santiago.

W. KNOCHE: Eine Methode zur angenäherten Berechnung der Verdunstung; Meteorologische Zeitschrift, 1930, Heft 1.

<sup>34</sup> ALFR. MEYER: A. a. O., pag. 223, 232, 250, 252, 263—272, 285.

Eine Kritik des MEYER'schen N.-S.-Quotienten auch in R. ALBERT: Regenfaktor oder N.-S.-Quotient; Chemie d. Erde, IV, 1928, pag. 27—32.

«... von den vielen Elementen des Klimas nur einige wenige „Grosswerte“ in Rechnung gezogen sind. Alle die übrigen in der Hauptsache nicht bestimmend, sondern nur modifizierend wirkenden klimatischen Einflüsse sind nicht berücksichtigt. Die durch verschiedene Gesteinsunterlage, Vegetation, Neigung und Exposition beeinflusste Durchfeuchtung und Verdunstung des Bodens wird nicht erfasst. Wäre es möglich, die Gesamtheit aller bodenklimatischen Faktoren in eine Formel zusammenzufassen, so müssten sich als Folge davon für jeden ektodynamomorphen Bodentyp ganz bestimmte Grenzwerte, die niemals überschritten würden, ergeben. Das Ineinandergreifen und Zusammenwirken einer grossen Reihe von bodenbildenden Faktoren macht das Problem aber so kompliziert, dass es wohl nie gelingen wird, den ganzen Komplex von Einflüssen in eine Zahl zusammenzufassen. Wir müssen uns vorläufig mit dem N.-S.-Quotienten begnügen. Dabei dürfen wir aber nie vergessen, dass wir in diesem Befeuchtungswert nur einen Anhaltspunkt und nicht den fertigen Ausdruck der Zusammenhänge zwischen Klima und Boden vor uns haben.»

Es war notwendig, den Gegensatz zwischen Bodenklima und Luftklima hier nocheinmal ausdrücklich hervorzuheben, weil wir uns nun an Hand dieser Überlegungen Rechenschaft darüber geben können, wann der in dieser Arbeit besprochene Einfluss der Wasserdurchlässigkeit des Bodenuntergrundes überhaupt ausschlaggebend für die Boden-genese werden kann? Er ist ja auch ein Faktor des Bodenklimas und zwar (neben dem Kalkgehalt des Untergrundes) einer der wichtigsten, wenn man ihm auch bisher wenig Beachtung schenkte.

Aus dem Gegensatze zwischen Bodenklima und Luftklima folgt ohne weiteres, dass man unter gewissen Umständen in verschiedenen Gebieten mit dem gleichem Luftklima und daher gleichen N.-S.-Quotienten, oder auch innerhalb ein und derselben Klimaprovinz an räumlich einander ganz nahe gelegenen Örtlichkeiten verschiedenartige Bodentypen finden kann, die wir sonst gewohnt sind als Produkte verschiedener Luftklimate anzutreffen. Man hat in solchen Fällen auch häufig aus dieser Erscheinung tatsächlich falsche Rückschlüsse auf luftklimatische Unterschiede an so nahe bei einander gelegenen Örtlichkeiten gezogen. In Wirklichkeit ist der Grundsatz, dass gleiche Luftklimate gleiche Bodentypen ergeben, wie er für die sogenannten «ektodynamomorphen» Böden von den Bodenmorphologen strengster klimatologischer Observanz ohne Bedenken verkündet wird, nur bedingt richtig; hierauf hat bereits R. LANG in seinen früher erwähnten Arbeiten ausdrücklich hingewiesen. Für jeden ektodynamomorphen Bodentypus gibt es luftklimatologische Verhältnisse, unter denen er «endodynamo-

morph» wird, nur sind diese Zonen so schmal, dass sie verhältnismässig selten, wie z. B. eben im gegebenen Falle bei Danzig, oder wie später zu erwähnen, in Schlesien zu beobachten sind.

So gibt z. B. ALFR. MEYER<sup>35</sup> in seiner vorerwähnten Arbeit für die mittlere Abgrenzung einiger wichtiger Bodentypen folgende aus den luftklimatologischen Daten berechnete mittleren Jahres-N.=S.-Quotienten an:

Tschernosiom: . . . . .	125— 350,
Braunerde (5—15 <sup>0</sup> mittl. J.=Temp.): . . . . .	275— 500,
Podsol (atlantische Gebiete mit über 10 <sup>0</sup> mittl. J.=Temp.):	375—1000,
Podsol (Heiden, unter 10 <sup>0</sup> mittl. J.=Temp.): . . . . .	375— 700.

Aus Fig. 1 sind die ganz beträchtlichen Überdeckungen der Jahres-N.=S.-Quotientenwerte für die obigen Bodentypen ersichtlich. Dies ist nicht ein Mangel des N.=S.-Quotienten, wie man es manchmal angedeutet findet, sondern ganz in der Ordnung und muss so sein, denn es ist eben der zahlenmässige Ausdruck für die Rivalität der bodenbildenden luftklimatischen und bodenklimatischen Faktoren und gibt uns die gewünschte Auskunft darüber, bei welchen luftklimatischen Werten das Hervortreten des in dieser Arbeit besprochenen Einflusses des Bodenuntergrundes und der übrigen bodenklimatischen Faktoren zu erwarten ist und bei welchen dieser Einfluss fehlt.

Wir werden z. B. nach den oben gegebenen Zahlen erwarten dürfen, dass in einem humiden Klima, dessen Jahres-N.=S.-Quotient weit über 500 hinaus liegt, die entbasend wirkenden luftklimatischen Faktoren einen unbedingten Sieg über etwa vorhandene, die Auswaschung abbremsende bodenklimatische Faktoren davontragen werden. Wir finden denn auch in einem solchen Klima tatsächlich auf was immer für einem Muttergestein stets den Podsoltypus allein und die abbremsende Wirkung der bodenklimatischen Faktoren wird höchstens die relative Mächtigkeit der Bleicherde- und Ortstein-Horizonte noch ein wenig beeinflussen können. Dagegen werden wir erwarten dürfen, dass in Gebieten, wo der Jahres-N.=S.-Quotient bis in das Grenzgebiet 375—500 herabsinkt, unter ein und demselben Luftklima je nach den Bodenverhältnissen entweder ein Podsol, oder eine Braunerde entsteht.

Ebenso werden wir von vornherein erwarten dürfen, dass bei Werten des mittleren jährlichen N.=S.-Quotienten von 275—350 dasselbe Luftklima sowohl Braunerde, als auch Tschernosiom entstehen lassen kann und dass nun wiederum die dem Boden

<sup>35</sup> ALFR. MEYER: A. a. O., pag. 237.



Fig. 1. Jahres-N.-S.-Quotienten für einige Stationen der Grossen Ungarischen Tiefebene, Schlesiens, der Ostsee- und Nordsee-Gebiete, nebst Darstellung der Rivalität der luftklimatischen und bodenklimatischen Faktoren.

eigenen endogenen Faktoren bestimmen werden, welcher Bodentypus an einer Örtlichkeit wirklich entsteht.

Wir sehen zugleich auch, dass bei jährlichen N.-S.-Quotientenwerten, die sich um 300 bis 400 herum bewegen, kleine

Verschiebungen in den Elementen des Luftklimas und des Bodenklimas, wie sie durch die wechselnde Gestaltung des Oberflächen- und des Untergrund-Reliefs sehr leicht eintreten, eine ganz ausserordentlich grosse Mannigfaltigkeit der Bodentypen vom Tschernosiom bis zum Podsol nahe beieinander entstehen lassen können.

Ich halte es übrigens für wahrscheinlich, dass Podsolbildung noch unter einem Quotientenwert von 375 möglich ist und ebenso, dass Tschernosiombildung auch noch bei N.-S.-Quotienten über 350 vorkommen kann. In diesem Falle würde sich das Bild in Fig. 1 derart ändern, dass die kleine Zone reiner Braunerdebildung für die Werte 350 — 375 verschwinden würde und sich das Gebiet gemischter Tschernosiom—Braunerdebildung mit dem Gebiet gemischter Braunerde—Podsolbildung teilweise überdecken würde. Das würde bedeuten, dass man sogar zur Entstehung aller **drei** Bodentypen: Tschernosiom, Braunerde und Podsol nebeneinander nicht einmal kleine Verschiebungen im Luftklima auf kleinstem Raum zu Hilfe nehmen müsste, wie das bei Annahme der von MEYER gegebenen Grenzwerte, nach denen auch Fig. 1 konstruiert ist, noch immer notwendig ist, sondern dass **unter ganz genau dem gleichen Luftklima** in dieser Überdeckungszone der Jahres-N.-S.-Quotienten **ausschliesslich durch Wirkung der bodenklimatischen Faktoren** sowohl Tschernosiom, als auch Braunerde und Podsol entstehen könnte. Die von MEYER angegebenen Grenzwerte sind ja nur vorläufige, dem Stande der Forschung entsprechende Zahlen und es liegt in der Natur der Sache, dass in den an und für sich natürlich nicht sehr ausgedehnten Übergangszonen das Auftreten eines oder des anderen Bodentypus leicht übersehen werden kann, besonders wenn der aufnehmende Geolog auf das Dogma der immer und überall vorherrschenden Bedeutung des Luftklimas für die Bodenbildung eingeschworen ist.

Andererseits kann der in einem solchen Gebiet arbeitende Forscher, falls er allzusehr an der Detailarbeit festkleben bleibt, ohne sich einen weiteren Überblick zu verschaffen, leicht dazu kommen, die Brauchbarkeit der klimazonalen Betrachtungsweise für bodenklassifikatorische Zwecke ganz zu leugnen.<sup>36</sup>

<sup>36</sup> Man könnte dem befolgten Gedankengang den Vorwurf machen, er habe sich ausschliesslich an die mittleren Jahres-N.-S.-Quotienten angelehnt, in denen die Luftklima-Werte für die einzelnen Bodentypen etwas einheitlicher vorgetäuscht werden, als sie es eigentlich in der Tat sind, da ja bei annähernd gleichen Jahresquotienten die jahreszeitlichen und monatlichen Quotienten noch immer charakteristische Differenzen und Gänge zeigen können. Aber auch dann, wenn wir auf den Quotienten für frostfreie Zeit oder aber

Es existieren übrigens tatsächlich bereits Beobachtungen von V. HOHENSTEIN und K. v. SEE, (vgl. Anmerk. Nr. 52), die beweisen, dass die drei so verschiedenen Bodentypen, Podsol, Braunerde und Tschernosiom unter ein und demselben Luftklima nebeneinander gemischt vorkommen können. Es ist sehr schade, dass für das Kulmerland und den Winkel zwischen unterer Ferse und Weichsel, worauf sich diese Beobachtungen beziehen, in Ermangelung der nötigen meteorologischen Daten keine N.=S.=Quotienten berechnet werden können.

Es kann also ein jeder Bodentypus unter gewissen luftklimatischen Bedingungen, die eben durch ALFR. MEYER'S N.=S.=Quotienten zahlenmäßig recht gut erfasst werden, einen im Sinne GLINKA'S<sup>37</sup> «endodynamomorphen» Charakter annehmen. Das findet sich ja auch schon in der bisherigen Literatur mehr oder minder klar ausgesprochen. R. LANG'S Regenfaktor soll z. B. angeben, welche Bodentypen unter «optimalen Verhältnissen» entstehen, wobei unter «optimalen Verhältnissen» von ihm eigentlich jene verstanden werden, bei deren Vorhandensein die Bodentypen dem Luftklima am entsprechendsten ausfallen. H. JENNY schreibt<sup>38</sup> über diesen Gegenstand: «. . . die sogenannten Bodenklimatypen, die im Felde beobachtet werden, sind wohl nichts anderes, als auffällige Maxima oder Minima der allgemeinen Bodenklimafunktion.» \*

\* \* \*

auf den Monatsquotienten basieren würden, ergäben sich für die einzelnen Bodentypen Überlappungen der Werte in gleichem Sinne, nur mit anderen absoluten Werten, so dass unsere Betrachtung im Prinzip richtig bliebe.

<sup>37</sup> K. GLINKA: Die Typen der Bodenbildung, ihre Klassifikation und geographische Verbreitung; 1914, Berlin. (Vlg. Gebrüder BORNTRÄGER.) Vgl. pag. 35.

<sup>38</sup> H. JENNY: A. a. O., pag. 183.

\* **Anmerkung bei der Korrektur:** Das Manuskript vorliegender Arbeit wurde bereits im Mai 1930 zum Druck abgeliefert. Seitdem sind dem Verfasser einige Arbeiten bekannt geworden, die für das behandelte Thema wichtige Beobachtungen und allgemeine Betrachtungen enthalten und deshalb wenigstens angeführt seien, wenn schon auf den Inhalt nicht mehr näher eingegangen werden kann. Es sind dies die Arbeiten:

E. M. CROWTHER: The Relationship of Climatic and Geological Factors to the Composition of Soil Clay and the Distribution of Soil Types; Proceedings of the Roy. Soc., B. Vol. 107, 1930.

W. SCHOTTLER: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen im Massstab 1:600000. Notizblatt d. Ver. für Erdkunde u. d. Hess. Geol. L.=A. zu Darmstadt, Heft 12, 1929. Sonderabdruck Darmstadt, 1930.

G. KRAUSS & F. HÄRTEL: Bodenarten und Bodentypen in Sachsen. (Mit einer Bemerkung zur Frage der «braunen Waldböden».) Tharandter Forstl. Jahrbuch, Bd. 81, 1930, Heft 3, pag. 131–147.

Wenn wir nun mit unseren Betrachtungen in das Danziger Gebiet zurückkehren, so finden wir hier tatsächlich klimatische Verhältnisse herrschen, die der Überlappungszone der N.-S.-Quotientenwerte für das Podsol- und für das Braunerdeklima entsprechen, besonders wenn wir die oben gemachte Annahme gelten lassen wollen, dass die MEYER'schen Grenzwerte noch etwas zu eng gezogen sind.

Hierüber orientieren des Näheren die am Schlusse dieser Arbeit folgenden Tabellen und die Graphikons der Tafelbeilage. Von den angeführten Stationen fallen Hela, Neufahrwasser und Konitz in das uns interessierende Gebiet.

Wir sehen aus diesen Angaben, dass das ganze Danziger Gebiet und zwar sowohl das Weichselstromdelta im Osten, als auch die diluviale Hochfläche im Westen, ein humides Luftklima hat, das jedoch im Grade der Humidität bei weitem nicht an das Klima der Nordseegebiete heranreicht, die in gleicher Entfernung vom Meere liegen. Dies wird von der morphologischen Gestaltung des Küstenlandes entlang der Nord- und Ostsee verursacht.

Westlich vom Danziger Gebiet zieht sich in Westpreussen der sog. «Pommersche Höhenrücken» hin, der aus glazialen und interglazialen Ablagerungen des Diluviums aufgebaut ist. Er gibt ein klassisches Beispiel dafür ab, wie im Flachlande verhältnismässig geringfügige Bodenerhebungen ganz bedeutende luftklimatische Differenzen herbeiführen können. Der Pommersche Höhenrücken steigt von Schleswig-Holstein, d. i. von NW her, mit ganz allmählicher Abdachung zur Kassubischen Hochfläche an, die mit einer Durchschnittshöhe von 200—250 m einerseits zwischen dem Harz und dem Ural, andererseits zwischen Finnland und Oberschlesien die höchste Bodenerhebung bildet.<sup>39</sup> Im Gegensatze zur Westabdachung ist der Abfall der Hochfläche gegen O, d. h. gegen die Ostsee, bezw. gegen die Weichselniederung zu steil, so dass z. B. die höchste Erhebung des Rückens, der 330 m ü. d. M. gelegene Turmberg bei dem Dorfe Schönberg im Kreise Berent kaum 45 km von der Ostsee liegt und selbst der Karlsberg bei Oliva in der Nähe von Danzig fast am Meere noch immer 106 m Seehöhe hat.

Die von der Nordsee her kommenden, mit Wasserdampf gesättigten Luftströmungen werden im Westen vom preussischen Landrücken allmählich in die Höhe, in kühlere Regionen gezwungen, wobei sie in übersättigten Zustand geraten und den Wasserdampfgehalt in kondensierter Form als Niederschlag fallen lassen. Die steile Leeseite des Höhenrückens liegt bereits im Regenschatten, was aus den für Konitz mitgeteilten Daten ersichtlich

<sup>39</sup> H. v. DECHEN: Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche nebst einer physiographischen und geognostischen Übersicht des Gebietes; 1873, pag. 1—808. Berlin, (Vgl. G. REIMER). Vgl. pag. 54—57.

ist. In noch erhöhterem Masse gilt dies natürlich für die Weichselniederung, da sich die herabsinkende Luft erwärmt und dabei an Sättigung mit Wasserdampf noch verliert. Dazu kommt, dass die flache Westseite des Höhenrückens eine reichere vertikale Feingliederung aufweist, als die eine ziemlich einheitliche Depression darstellende Weichselniederung, so dass auch aus diesem Grund an der Westseite des Rückens mehrfach sich wiederholende Gelegenheit zur Niederschlagsbildung vorhanden ist, die an der Ostseite des Rückens fehlt. Im Gegenteil streichen da von der sarmatischen Ebene kommende warme Landwinde durch und drücken den Sättigungswert der Luft an Wasserdampf noch herunter.

Die Folge aller dieser Verhältnisse ist, dass selbst die Küstenstationen Neufahrwasser und Hela nur geringe jährliche Niederschlagshöhen aufweisen, die sogar unter jene Niederschlagsmengen sinken, welche in den trockensten Teilen der Ungarischen Tiefebene beobachtet werden.

Dennoch ist das Danziger Klima unbedingt ein ausgesprochen humides, ozeanisches Klima, gegenüber dem semiariden, kontinentalen Klima der Ungarischen Tiefebene. Woran dies liegt, ist aus den Graphikons sehr deutlich zu erkennen. Das Sättigungsdefizit der Luft an Wasserdampf ist im Danziger Gebiet trotz der geringen Niederschlagsmengen in den Sommermonaten Mai bis September, besonders aber im Juli und August bedeutend kleiner, als in der Ungarischen Tiefebene. Dieses Feuchtbleiben der Luft ist hauptsächlich eine Folge der viel niedrigeren Monatsmittel der Sommertemperaturen im Danziger Gebiet und in zweiter Reihe auch der günstigeren Regenverteilung, die übrigens, wie wir unten noch sehen werden, ebenfalls mit dem günstigeren Gang der Temperaturen zusammenhängt. Wenn bei uns in Zentralungarn die sommerlichen Juli- und August-Hitzen einsetzen, sind die Regenmaxima bereits vorüber, während in den Küstengebieten der Nord- und der Ostsee die grössten Niederschläge mit den grössten Hitzen zusammenfallen.<sup>40</sup>

<sup>40</sup> Gewöhnlich sind die Klimate mit trockener Luft auch an kondensierten Niederschlägen arm und umgekehrt. Diese Regel erklärt, warum meist auch der einfache Regenfaktor von LANG brauchbare Ergebnisse liefert. Sie gilt aber nicht ausnahmslos. Das Danziger Gebiet liefert ein Beispiel dafür, dass bei nicht allzuviel Niederschlag doch grosse Luftfeuchte bestehen kann. Wenn man die Graphikons der am Schlusse der Arbeit folgenden Tafel vergleicht, so wird es zunächst scheinen, als ob der Sättigungsdefizitwert für sich allein das semiaride kontinentale Klima viel prägnanter vom ozeanischen humiden Klima scheidet würde, als der N.=S.-Quotient. Man darf hieraus aber nicht folgern, dass die Sättigungsdefizite allein einen genügenden Massstab für die Bodenbefeuchtung abgeben könnten, um die es sich uns handelt, geradesowenig, wie hierzu die Kenntnis der Niederschlagsmenge allein genügt. Zur Bodenauswaschung ist flüssiges Wasser im Boden, kon-

Wie den klimatologischen Werten zu entnehmen ist, haben wir also im ganzen Danziger Gebiet ein humides Klima, dessen Kennzahlen aber darauf hinweisen, dass es bereits einer Zone angehört, in der die luftklimatische Befeuchtung sowohl Podsol,

densierter meteorischer Niederschlag erforderlich; Wasserdampf in der Luft allein genügt dazu nicht, wie andererseits das Niederschlagswasser auf den Boden nicht einwirken kann, wenn es durch die Evaporationskraft eines in der Luft bestehenden grossen Sättigungsdefizites in die Höhe gehoben wird, bevor es seine auswaschende Tätigkeit ausüben konnte.

Wir wollen diese Verhältnisse an einem extremen Beispiel demonstrieren, das den Arbeiten von W. KNOCHE (a. a. O., vgl. die Anmerkungen Nr. 33, 23 und 30) entnommen ist; (vgl. ausserdem noch W. KNOCHE: Jahres-, Januar- und Juli-Niederschlagskarte der Republik Chile; Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1929, Nr. 5/6, pag. 208—216.) Nach seinen Angaben herrscht an der nordchilenischen Küste und in dem ihr parallel laufenden Landstreifen der Salpeter-Pampa ein solcher Niederschlagsmangel (unter 0.05 mm Regen im Jahre), wie er sonst in keinem Trockengebiet der Erde nur annähernd gefunden wird, dagegen ziemlich hohe Luftfeuchtigkeit. Der Küstenort Iquique (20° 12' südl. Br., 70° 11' westl. L. v. Greenw.) hatte z. B. im Jahre 1915 0.0 mm Niederschlag, 18.5 mittl. Temperatur und 77% rel. Feuchtigkeit, woraus sich ein Sättigungsdefizit von 37 g/l m<sup>3</sup> und der N.-S.-Quotient 0 ergibt. Dabei sank jedoch das Minimum der relativen Feuchtigkeit an diesem Orte überhaupt nicht unter 60% herab. Steigt man nun von der Küste her ostwärts auf die Hochkordillere und die Puna hinauf, so kehrt sich das Verhältnis allmählich vollständig um, indem dort starke Lufttrockenheit trotz nicht unbedeutender Niederschlagsmengen herrscht. Es hatte z. B. Chuquicamata in Chile (22° 19' s. Br., 68° 56' w. L., 2660 m Seehöhe) 1915 eine Niederschlagsmenge von 18.6 mm, bei 11.3° C und 30% rel. Feuchtigkeit, was einem Sättigungsdefizit von 11.1 g pro 1 m<sup>3</sup> Luft und dem N.-S.-Quotienten 1.7 entspricht. Der Bergminort Collahuasi auf der Hochkordillere in Bolivien (21° 00' s. Br., 68° 45' w. L., 4810 m Seehöhe) hatte im gleichen Jahre bis über 130 mm Niederschlag, mit 0.8° C und 40% rel. Feuchtigkeit im Jahresmittel, wozu mitgeteilt wird, dass die relative Feuchtigkeit an den beiden letztgenannten Orten häufig auf 10%, ja sogar bis auf 0% heruntersinkt. Dem entspricht das Sättigungsdefizit von 3.1 g pro 1 m<sup>3</sup> Luft und der N.-S.-Quotient 42.

Man sieht, dass das Sättigungsdefizit für Collahuasi wegen der niederen Temperatur und für Iquique wegen der hohen rel. Feuchtigkeit (feuchtigkeitspuffernde Wirkung des Ozeans) gar nicht gross ist, so dass aus diesem Wert allein das Klima nicht beurteilt werden könnte, während die N.-S.-Quotienten das Klima aller drei Orte richtig als sehr arid charakterisieren und dabei noch den Anstieg der Aridität gegen die Küste zu erkennen lassen.

Diese Betrachtung gilt in fast gleicher Weise für die chemisch-geologische, wie für die biologische Wirksamkeit des Klimas, vielleicht mit dem Unterschiede, dass für die Lebewesen die Grösse des Sättigungsdefizites infolge seines physiologischen Einflusses etwas erhöhte Bedeutung besitzt. Aber auch die Pflanzen benötigen ein gewisses Mindestmass an kondensiertem Niederschlag, das Sättigungsdefizit für sich allein reicht zur Definierung des Klimas in pflanzenbiologischer Hinsicht ebenfalls nicht aus, während der N.-S.-Quotient auch in dieser Beziehung recht brauchbar ist. (Für tierische Organismen gestalten sich die Verdunstungsverhältnisse besonders kompliziert, wegen der Eigenwärme des Körpers, die auf die Oberflächentemperatur in komplizierter Weise zurückwirkt; vgl. die interessanten Ausführungen von W. KNOCHE über diesen Gegenstand, a. a. O. Anmerkung Nr. 30 und auch seine Inaug. Diss.: Über die räumliche und zeitliche Verteilung des Wärmegehalts der unteren Luftschicht; Inaug. Diss. genehmigt v. d. phil. Fakult. d. Friedr. Wilh. Univ. zu Berlin 1906).

als auch Braunerde entstehen lassen kann.<sup>41</sup> Welcher von diesen Bodentypen entsteht, die Ausbildung der ganzen Serie von Übergängen beider ineinander, wird nach meiner Auffassung nicht mehr vom Luftklima entschieden, sondern von endogenen Faktoren und unter diesen stelle ich den Wasserdurchlässigkeitsgrad des Untergrundes (zusammen mit seinem Karbonatgehalt) an die erste Stelle.

Dass nicht allgemein luftklimatische Unterschiede im Spiele sind, wird schon dadurch bewiesen, dass die stärkste Podsolierung gerade auf der Nehrung angetroffen wird und Braunerdebildung am Hochplateau, wo doch die Nehrung den angeführten Zahlen nach ein minder humides Luftklima hat, als der Hang des Hochplateaus; (vgl. die Zahlen für Hela und Neufahrwasser einerseits und Konitz andererseits). Während nach dem Luftklima also eine umgekehrte Verteilung der Bodentypen zu erwarten wäre, stimmt die Erscheinung genau mit den Durchlässigkeitsverhältnissen des Untergrundes überein.

Auf unserer Exkursion wurden uns im eingedeichten Dreieck der Weichsel—Nogatrennung bei Klossowo mit schlecht gedeihender Eiche, Esche und Weide bestandene<sup>42</sup> Schwemmböden gezeigt, die nach Angabe unseres Führers, Herrn Prof. H. STREMMER'S «zu jung» wären (etwa 70 Jahre), um bereits deutliche Podsolierung zu zeigen, aber sich auf dem Wege dazu befänden. Das eine Profil bestand fast in seiner ganzen Mächtigkeit aus rostfarbenem, von Grundwasser beeinflusstem, tonigem Schlick, ohne Andeutung einer mit freiem Auge wahrnehmbaren Horizontierung. Die pH-Werte waren folgende:

<sup>41</sup> Der humide, doch niederschlagsärmere Charakter des Klimas der Danziger Niederung spiegelt sich auch in den Grasflurbeständen der Weichselmarschen gegenüber jenen der Nordseemarschen wieder. Die Erscheinung besteht nach C. A. WEBER (Wiesen und Weiden in den Weichselmarschen; Arbeiten der Deutschen Landwirtschafts-Gesellschaft, Heft Nr. 165, 1909, pag. 1—142, vgl. pag. 123—126) darin, dass die Bestände der trockenen und der nassen Lagen hier auf sonst gleichem Boden viel enger zusammenrücken, durch weit geringere Vertikalabstände getrennt sind, als im Seeklima der Nordseeküsten. Pflanzen, die in letzteren feuchte Lagen meiden, sind hier häufig oder regelmässig gerade in solchen zu finden. *Lolium perenne* meidet z.B. nach WEBER in den Nordseemarschen nasse Lagen vollständig und bildet nur in hohen Lagen Bestände und zwar keineswegs ausschliesslich auf schwerem Marschklei. In den Weichselmarschen meidet es durchaus nicht die höchsten trockenen Lagen, aber seine Hauptentfaltung erreicht es unverkennbar auf frischem bis feuchtem Boden.

<sup>42</sup> Grasvegetation auf den Naturwiesen der gleich beschaffenen Aussendeichböden: *Poa pratensis*, *Festuca pratensis*, *Lolium perenne*, *Alopecurus pratensis*. Die Assoziationen richten sich nach der Höhe des Grundwasserstandes, worüber in dem vorhin (Anm. Nr. 41) genannten Werke WEBER'S, ferner in einer Arbeit von E. SELLKE (vgl. Anmerk. Nr. 93) interessante Daten zu finden sind.

0—1	cm :	6·9,
10—11	„ :	7·0,
20—21	„ :	7·6,
50—51	„ :	6·6,
100—101	„ :	6·6.

Keine der Schichten brauste mit Säure.

Das andere Profil zeigte bei 100 cm Tiefe den gleichen rostfarbigen tonigen Schlick, während darüber ein homogener bräunlicher Lehm lagerte, an dem mit freiem Auge keine Horizontbildung zu beobachten war. Das Profil brauste mit Säure nur in der Tiefe von 20—30 cm. Nach Auffassung STREMMÉ's sollte dieses Profil eine Weiterentwicklung des Vorigen darstellen, in dem Sinne, dass wegen absinkenden Grundwasserstandes die Gleibildung des rostfarbenen Horizontes in Rückbildung begriffen und so ein Teil des G-Horizontes zu bräunlichem Lehm geworden sei, während die brausende Schicht im oberen Teile des Profils eine Kalkverlagerung, also den Beginn der Entbasung der Oberkrume andeuten sollte. Die pH-Werte waren folgende :

0—1	cm :	6·8	40—41	cm :	6·8
5—6	„ :	6·9	60—61	„ :	7·2
10—11	„ :	7·4	90—91	„ :	6·7
20—21	„ :	7·5	120—121	„ :	6·9
30—31	„ :	7·5			

Auf mich machte dieses Profil einen etwas anderen Eindruck, nämlich den, als ob hier der im Untergrund auftretende rostbraune Schlick mit einer von ihm ganz verschiedenen alluvialen Ablagerung braunen Auelehms bedeckt worden wäre, während die brausende Schicht in 20—30 cm Tiefe bloss eine Ablagerungsdifferenz vorstellen könnte<sup>43</sup> und nicht einen wirklichen Akkumulationshorizont, wofür sie im Profile wohl auch zu hoch liegt. Ich glaube nicht, dass an dem Fehlen jeglicher Podsolierungserscheinungen auf diesen Alluvionen nur ihr geringes Alter Schuld ist, sondern meine, dass es hier auch in späteren Zeiten überhaupt nie zu einer regelrechten Podsolierung mit Sesquioxidumlagerung kommen wird, weil eben der Untergrund zu sehr mit toniger Substanz verschmiert, zu wasserundurchlässig ist.

Auf der Heimfahrt von der Danziger Sitzung bot sich mir Gelegenheit, mit meinem Freunde DR. FRIEDRICH ZEUNER von der Universität Breslau

<sup>43</sup> Die Weichsel kommt ja aus Lössgebieten; bei Hochwasser kann eine plötzliche Änderung im Charakter der alluvialen Ablagerungen während kurzer Zeitperioden dadurch leicht eintreten, dass im Oberlaufe des Flusses andere (kalkreichere) Schichten angeschnitten werden, als früher.

einige diluvialgeologische und bodenkundliche Exkursionen in Oberschlesien ausführen zu können. Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Kollegen ZEUNER auch an dieser Stelle für seine keine Mühe scheuende, anregende Führung herzlichst zu danken.

Eine dieser Exkursionen führte uns nach Rothsurben, in das Schwarzerdegebiet bei Breslau.

Bekanntlich besteht hier eine etwa 1200 km<sup>2</sup> grosse Schwarzerdeinsel, mit der Hauptausdehnung südlich der Oder, während nördlich der Oder nur einige kleinere Flecken in der Gegend von Trebnitz konstatiert sind. Die Natur dieser Böden als echte Schwarzerden wurde zuerst von ALB. ORTH erkannt,<sup>44</sup> der bereits mustergültige Profilbeschreibungen lieferte. Ein Jahrzehnt später studierte A. JENTZSCH<sup>45</sup> die ostdeutsche Schwarzerde, zwar nicht bei Breslau, sondern weiter nördlich bei Mewe, an der Grenze heutigen polnischen und Danziger Gebietes, aber an Böden gleichen Charakters wie bei Breslau. Er bezeichnet sie als «Schwarzerde» oder «humifizierte Rinde des diluvialen Thon- und Geschiebemergels». Auf seine wichtigen Angaben über den Zusammenhang zwischen Struktur des Bodenprofils und dem Auftreten dieser Böden werden wir weiter unten zurückkommen. In neuerer Zeit hat sich VIKT. HOHENSTEIN<sup>46</sup> am eingehendsten mit den Tschernosiominseln der Breslauer und anderer ostdeutschen Gegenden befasst. In seiner Arbeit ist auch ein Übersichtskärtchen<sup>47</sup> der Verbreitung dieser Böden und eine Zusammenstellung der auf sie bezüglichen Literatur enthalten. K. v. SEE<sup>48</sup> und V. HOHENSTEIN teilen das Verdienst, die echten Schwarzerden der ostdeutschen Gegenden zum erstenmale von den mit ihnen in den Niederungen verbundenen armoorigen Böden scharf unterschieden zu haben. HOHENSTEIN bestätigte, dass südlich von Breslau tatsächlich echter Tschernosiom vorkommt. Bezüglich der Entstehung dieses Bodentypus in Ostdeutschland pflegt man heute allgemein anzunehmen, dass es

<sup>44</sup> ALB. ORTH: Geognostische Durchforschung des schlesischen Schwemmlandes zwischen dem Zobtener und Trebnitzer Gebirge nebst analytischen und petrographischen Bestimmungen, sowie einer Übersicht von Mineral-, Gestein- und Bodenanalysen. Vom landwirtschaftlichen Verein zu Breslau gekrönte Preisschrift; Berlin. 1872. (Verlag v. WIEGANDT & HEMPEL); pag. I—LVIII und 1—361.

<sup>45</sup> A. JENTZSCH: Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. XLIII. Lieferung, Gradabt. 33, Nr. 9, Blatt Mewe; Berlin, 1889.

<sup>46</sup> V. HOHENSTEIN: Die ostdeutsche Schwarzerde (Tschernosem) mit kurzen Bemerkungen über die ostdeutsche Braunerde; Internat. Mitteil. f. Bodenkunde (alte Serie), Bd. IX, 1919, pag. 1—31 und 125—178.

<sup>47</sup> V. HOHENSTEIN: A. a. O., pag. 164.

<sup>48</sup> K. v. SEE: Beitrag zur Kenntnis zweier Schwarzerdevorkommen in Deutschland; nt. Mitt. f. Bodenk. (alte Serie), Bd. VIII, 1918, pag. 123—152.

Reliktböden aus der Zeit eines postglazialen Trockenklimas etwa an der Wende von Diluvium und Alluvium seien. Auch V. HOHENSTEIN hat diese Auffassung vertreten. Nach ihm sollten die an die Schwarzerdeinseln angrenzenden Braunerden, die auch manchmal fleckenweise im Innern der Schwarzerdegebiete vorkommen, Produkte einer Degradation unter Waldvegetation sein, während in den bis heute waldfrei gebliebenen Gebieten die Schwarzerde im ursprünglichen Zustande erhalten blieb. Später hat sich O. SCHALOW<sup>48a</sup> auf Grund von Vegetationsstudien noch nachdrücklicher für diese Ansicht ausgesprochen. Ihm zufolge soll die dichte und dauernde Besiedlung des Schwarzerdegebietes von der jüngeren Steinzeit an das Entstehen einer allgemeinen Waldbedeckung und dadurch eine tiefere Umwandlung der früher gebildeten Schwarzerde verhindert haben. Dagegen sind auch Stimmen laut geworden, die darauf hinwiesen, dass das Klima der deutschen Schwarzerdevorkommen sich nicht allzu weit von dem der russischen Schwarzerdegebiete entferne. Eine solche Bemerkung findet sich bereits bei H. POTONIÉ.<sup>49</sup> In neuerer Zeit hat dann H. STREMMER wiederum die Klimaähnlichkeit der Verbreitungsgebiete der russischen und deutschen Schwarzerde betont<sup>50</sup> und noch jetzt andauernde Bildung für letztere angenommen. Beide Forscher haben allerdings bei ihren Vergleichen mehr auf die klimatischen Verhältnisse Mitteldeutschlands (Magdeburger Börde) und Kujawiens (Gegend von Inowraclaw [Hohensalza]) gedacht, als auf die niederschlagsreicheren Gebiete bei Breslau, in welchen STREMMER das Auftreten von Degradationserscheinungen am Tschernosiom für «möglich», ja sogar für «wahrscheinlich» hält.<sup>50a</sup> Übrigens wurde für die mitteldeutschen Schwarzerdevorkommen bei Magdeburg und Braunschweig auch von E. RAMANN die Reliktheorie abgelehnt<sup>51</sup> und fortgesetzte Neubildung in der Gegenwart angenommen, nicht ohne das Vorhandensein dieser Schwarzerdeinseln als «merkwürdig» zu bezeichnen.

Das Problematische der Stellung dieser deutschen Schwarzerdeinseln

<sup>48a</sup> O. SCHALOW: Zur Entstehung der schlesischen Schwarzerde; Beihefte z. Bot. Centralbl., Bd. XXXVIII, 1921, Abt. II, Heft 3, pag. 466—473.

O. SCHALOW: Über die schlesische Schwarzerde; Naturwissenschaftl. Wochenschr., Bd. XX, (N. F., Bd. XXXVI d. ganzen Reihe), 1921, Nr. 41, pag. 594—595.

<sup>49</sup> H. POTONIÉ: Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. Bd. II: Die Humusbildungen (I. Teil); Berlin, 1911, im Vertrieb d. kgl. Preuss. Geol. L. A., pag. 1—326; vgl. pag. 58.

<sup>50</sup> H. STREMMER: Grundzüge der praktischen Bodenkunde; 1926, pag. 95.

<sup>50a</sup> H. STREMMER: A. a. O., pag. 297.

H. STREMMER: Die Verbreitung der klimatischen Bodentypen in Deutschland; Branca-Festschrift, Leipzig, 1914. (Vgl. BORNTÄGER); pag. 16—75, vgl. pag. 54.

<sup>51</sup> E. RAMANN: Bodenkunde; 1911, pag. 542.

findet sich überhaupt in allen darüber erschienenen Arbeiten mehr oder weniger betont. Tatsächlich muss es ja den auf klimazonaler Grundlage stehenden Bodenkundler in Verzweiflung bringen, räumlich nebeneinander Schwarzerde, Braunerde und sogar Podsolböden zu finden.<sup>52</sup>

Nach dem früher Gesagten verschwindet aber das Problematische in der Stellung dieser Böden sofort und ihr Vorhandensein stellt sich sogar als eine Notwendigkeit heraus.

Leider stehen uns aus den ostdeutschen Schwarzerdegebieten gar keine Daten über die relative Feuchtigkeit zur Verfügung,<sup>53</sup> so dass für diese Gebiete auch keine N.-S.-Quotienten berechnet werden können. Die in ALFR. MEYER'S Arbeit dazu benutzten Stationen<sup>54</sup> liegen sämtlich schon ziemlich weit ausserhalb der Schwarzerdeinseln. Für das Breslauer Tschernosiomgebiet stehen nur die Daten von Breslau selbst zur Verfügung. Dies ist insofern noch günstig, als Breslau hart am Rande des Schwarzerdegebiets liegt. Rothsürben im Zentrum des Gebietes hat nach G. HELLMANN<sup>55</sup> fast ganz genau die gleiche jährliche Niederschlagsmenge wie Breslau; (Rothsürben: 586 mm, Breslau: 585 mm). Nur ist es dennoch einigermaßen fraglich, ob der für Breslau berechnete N.-S.-Quotient mit vollem Recht auch für das angrenzende Schwarzerdegebiet als charakteristisch angesehen werden darf, da die Station Breslau hart am Rande des Stadtgebietes liegt und möglicherweise die dortigen meteorologischen Daten nur aus diesem Grunde ein verhältnismässig hohes Sättigungsdefizit der Luft an Wasserdampf, bezw. einen ziemlich niedrigen N.-S.-Quotienten ergeben.<sup>56</sup>

Jedenfalls ist es trotzdem sicher, dass das Luftklima sämtlicher ostdeutscher Schwarzerdegebiete in die Überlappungs-

<sup>52</sup> Wie das z. B. von V. HOHENSTEIN (a. a. O., pag. 10) für das Kulmerland und von K. v. SEE (a. a. O., pag. 142) für den Winkel zwischen unterer Ferse und Weichsel bei Mewe erwähnt wird. Diese Beobachtungen stützen meine Annahme, dass sich die N.-S.-Quotienten der Bildungskimate aller drei Bodentypen überlappen.

<sup>53</sup> Einen allgemeinen Vergleich des schlesischen Klimas mit jenem der Grossen Ungarischen Tiefebene in Bezug auf die landwirtschaftlich wichtigsten Klimaelemente, jedoch ohne Angabe von N.-S.-Quotienten, gab kürzlich ANT. RÉTHLY in einer nur in ungarischer Sprache erschienenen Arbeit: Éghajlati különbségek Szilázia és a Nagy Magyar Alföld között; Köztelek, köz- és mezögazdasági lap. Az Országos Magyar Gazdasági Egyesület hivatalos közlönye, (Klimatische Unterschiede zwischen Schlesien und der Grossen Ungarischen Tiefebene; Köztelek, volks- und landwirtschaftliches Blatt, Nachrichtenblatt des Ungarischen Landes-Agrikulturvereines), Budapest, XXXVIII, Nr. 61, Juli 1928, pag. 1281—1285.

<sup>54</sup> ALFR. MEYER: A. a. O., pag. 283.

<sup>55</sup> G. HELLMANN: Regenkarten der Provinz Schlesien. Mit erläuterndem Text und Tabellen; Berlin, 1912. (Vgl. DIETR. REIMER [ERNST VOHSSEN]), pag. 5.

<sup>56</sup> Vgl. das in Anmerkung No. 25 über das Stadtklima Gesagte.

zone der N.=S.=Quotienten von braunerde= und tschernosiom= bildendem Luftklima (mittl. jähr. N.=S.=Quotienten von 275—350) fällt, wobei es leicht vorkommen kann, dass durch lokale Verhältnisse bedingte, etwas grössere örtliche Niederschlagsmengen sogar bis zum Podsoltypus führen. In dieser Übergangzone müssen geradeso, wie im Danziger Gebiet, die luftklimatischen Faktoren in der bodentypenbildenden Wirkung gegenüber den bodenklimatischen bedeutend zurücktreten; die letzteren werden entscheiden, ob unter den schlesischen klimatischen Verhältnissen Tschernosiom, Braunerde, oder bei etwas mehr Niederschlag sogar Podsol entsteht.

Wieder erhebt sich die Frage, welcher von den hauptsächlichsten bodenklimatisch wirksamen Faktoren: Gesteinsunterlage, Vegetation und Relief in unserem Falle für den entstehenden Bodentypus ausschlaggebend sein wird. V. HOHENSTEIN stellte, wie wir sahen, die Vegetation voran. Rezente, oder in verflossenen Zeiten vorhanden gewesene Waldbedeckung sollte die in einer früheren Epoche gebildete Schwarzerde lokal zu Braunerde, eventuell Podsol degradiert haben.

Ein so kurzer Ausflug, wie ich mit DR. ZEUNER durch das Schwarz= erdegebiet von Breslau ausführen konnte, ist selbstverständlich ungenügend dazu, um endgültige Feststellungen zu machen. Doch möchte ich erwähnen, dass nach meiner Impression auch in diesem Gebiet unter den bodenklimatischen Faktoren der Grad der Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes (zusammen mit seinem Kalkgehalt) für die Entstehung der verschiedenen Bodentypen die allergrösste Rolle spielt, nicht aber die jetzige oder ehemalige Vegetation. Im Breslauer Schwarz= erdegebiet tritt nämlich der tertiäre Ton stellenweise sehr nahe an die Oberfläche<sup>57</sup> und der schwarze Boden darüber ist obendrein selbst meist in ziemlich schlecht wasserdurchlässigen und reichlich karbonatführenden, mergelig=lehmligen Schichten des Diluviums entwickelt. Schon in der Beschreibung ALB. ORTH's finden wir häufig Angaben, die auf solche Zusammenhänge schliessen lassen. Er schreibt z. B.: «Es kommt vor, dass unter dem dunklen Boden der Geschiebelehm und Geschiebemergel direkt dem tertiären plastischen Thon in geringer Mächtigkeit auflagert, wie bei Reimnitz, oder dass sie, wie in der Nähe bei Peterwitz nur durch eine ganz dünne Sandschicht davon

<sup>57</sup> J. BEHR & O. TIETZE: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lieferung 179, Blatt Rothsürben. Gradabt. 76, Nr. 5; Berlin, 1911.

O. TIETZE: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau; Jahrbuch der Kgl. Preuss. Geolog. L. A. Berlin, Bd. XXXI, Teil I, 1910, pag. 258—298; vgl. pag. 261.

getrennt sind.»<sup>58</sup> Ferner: «Zuweilen liegt der schwarze Boden unmittelbar auf Diluvialmergel oder in geringer Tiefe ist fetter Thon vorhanden.»<sup>59</sup> Allerdings war ORTH selbst der Meinung, für die Bildung der dunklen humosen Böden seien: «...mehr die Terrainverhältnisse, als der Bestand des Untergrundes von Einfluss gewesen, und man findet ihn deshalb auf Sand, Lehm, Mergel und Thon...»<sup>60</sup> ORTH stellte also für die Bildung dieser Böden den Einfluss des Reliefs allen anderen bodenbildenden bodenklimatischen Faktoren voran, an die erste Stelle. Doch gibt er zugleich an, dass auf Hügeln gegen die Höhe zu der Sandgehalt der Böden zunimmt und gleichzeitig ihre dunkle Farbe verblasst, so dass man schliesslich ganz auf der Höhe nur mehr hellgraulichen sandigen Lehm oder lehmigen Sand findet, häufig mit Sand oder Kies im Untergrunde.<sup>61</sup> Es ist also ganz gut möglich, dass das Verschwinden der Schwarzerde auf den Rücken der aus sandigem Material gebildeten Hügeln nicht allein auf den Einfluss des Reliefs zurückzuführen ist, wie ORTH meinte, sondern einfach auf die Zunahme der Mächtigkeit gut wasserdurchlässiger Schichten im Untergrund, also im Sinne meiner Annahme. Ausserdem darf man nicht vergessen, dass zu ORTH's Zeiten der Unterschied zwischen den anmoorigen schwarzen Böden und den echten Schwarzerden in Schlesien noch nicht bekannt war, was gleichfalls dazu beitragen musste, für die Entstehung der schwarzen Böden das Relief als massgebend zu betrachten.

Es ist bemerkenswert, dass A. JENTZSCH für das Schwarzerdegebiet bei Mewe zu ganz ähnlichen Schlüssen gelangt ist, wie ich für die Breslauer Schwarzerdeinsel, obwohl ich auf meiner Reise durch Schlesien seine Arbeit noch gar nicht kannte. Er schreibt, dass der humose Höhenboden stets schwer durchlässigen Untergrund hat, fast immer Ton, seltener Geschiebemergel<sup>62</sup> und bezeichnet deshalb die Schwarzerde zwischen Ferse und Weichsel geradezu als «humifizierte Rinde des diluvialen Thon- und Geschiebemergels».<sup>63</sup> Ferner schreibt er: «Aus dem allgemeinen Schwarz-erde-Mantel ragen einzelne Stellen helleren Bodens mit geringem (für andere Gegenden gewöhnlichem) Humusgehalt hervor. In ihrer Verteilung lässt sich ein Gesetz deutlich erkennen, welches mit der eben geschilderten Entstehung der Schwarzerde in innigem Zusammenhange steht. Humusarm

<sup>58</sup> ALB. ORTH: A. a. O., pag. 58.

<sup>59</sup> ALB. ORTH: A. a. O., pag. 91.

<sup>60</sup> ALB. ORTH: A. a. O., pag. 71.

<sup>61</sup> ALB. ORTH: A. a. O., pag. 71.

<sup>62</sup> A. JENTZSCH: Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen. XLIII, Lieferung. Gradabt. 33, Nr. 9, Blatt Mewe, Berlin, 1889. Vgl. pag. 11.

<sup>63</sup> A. JENTZSCH: A. a. O., pag. 37.

sind alle Böden mit durchlässigem Untergrund und solche mit stark geneigter Oberfläche. Dies trifft zu: 1. für die höchsten Gipfel der Platte, welche von Oberdiluvialmergel bedeckt sind, der bekanntlich etwas durchlässiger als Thon ist; wo dagegen Diluvialmergel in nur geringer Mächtigkeit über Thon liegt, machte sich die Undurchlässigkeit des Letzteren bis oben hin geltend und bewirkte Humusansammlung; 2. für den an den Gehängen hervortretenden Unteren Diluvialmergel». «An den Höhenrändern ist, offenbar wegen besserer Entwässerung, selbst Thonboden bisweilen humusarm.»<sup>64</sup>

Später schreibt K. v. SEE<sup>65</sup> über dasselbe Gebiet: «Das Mewer Schwarzerdegebiet ist in weit höherem Masse als das der Börde durch einen vielfachen Wechsel in der Oberflächenfarbe ausgezeichnet, indem grössere, tief schwarz gefärbte Regionen mit solchen von bräunlicher oder fast ganz heller Farbe in geringerer Ausdehnung wechseln. Mit Ausnahme der Fälle, wo an stärker geneigten Hängen infolge atmosphärischer Einflüsse eine ungestörte Bodenbildung unterbunden ist, sind die Ursachen dieser Erscheinung in lokalen petrographischen Verhältnissen der Ackerkrume des flachen und zum Teil auch sicher des tieferen Untergrundes zu suchen; besonders einleuchtend ist dies für den Bezirk der Oberdiluvialmergel, auf denen die Schwarzerdebedeckung eine auffallend lückenhafte ist». Ferner: «Der Wirkungsbereich der klimatischen Faktoren erreicht hier demnach in Hinsicht auf Schwarzerdebildung ein Minimum, so dass die letzteren in der für das Mewer Gebiet zutreffenden Kombination zwar Schwarzerde bilden können, aber dabei an besonders enge petrographische und wohl auch noch andere, jedenfalls lokale Bedingungen geknüpft sind, die sich zum Teil überdecken und deshalb schwer zu erkennen oder gar bei dem heutigen Stande der Humusforschung gegeneinander abzuwägen sind».

Wir haben also für die ostdeutsche und polnische Schwarzerdebildung im allgemeinen und speziell für die Schwarzerdebildung im Odertale bei Breslau entgegen manchen bisherigen Anschauungen (STREMMER) unzweifelhaft ein Überwiegen bodenklimatischer Einflüsse gegenüber den luftklimatischen anzunehmen. Es ist zwar richtig, dass die verschiedenen N.=S.=Quotienten (vgl. die Tabelle VI am Schlusse dieser Arbeit) für ausserhalb der Schwarzerdegebiete liegende Stationen Schlesiens (Oppeln, Görlitz, Grünberg) eine viel grössere Humidität des Klimas anzeigen als für Breslau, das am Rande einer Schwarzerdeinsel liegt und dessen N.=S.=Quotienten sich in den Sommermonaten (vergl. Fig. 2 und die Tabelle VI am Schlusse der Arbeit) bereits jenen der Ungarischen Tiefebene nähern. Wenn

<sup>64</sup> A. JENTZSCH: A. a. O., pag. 13.

<sup>65</sup> K. v. SEE: A. a. O., (Anmerk. Nr. 48), pag. 142—143.

man davon absieht, dass, wie vorhin erwähnt, die klimatologische Bedeutung der Daten für Breslau als eines Stadtobservatoriums einigermaßen fraglich ist und für die Schwarzerdeinseln eine tatsächlich grössere Aridität des Luftklimas annimmt, so hat dies im Sinne des Gesagten doch nur die Bedeutung, dass wir uns aus der einen luftklimatischen Zone, in der je nach den bodenklimatischen Faktoren alternative Bildung von Braunerde und

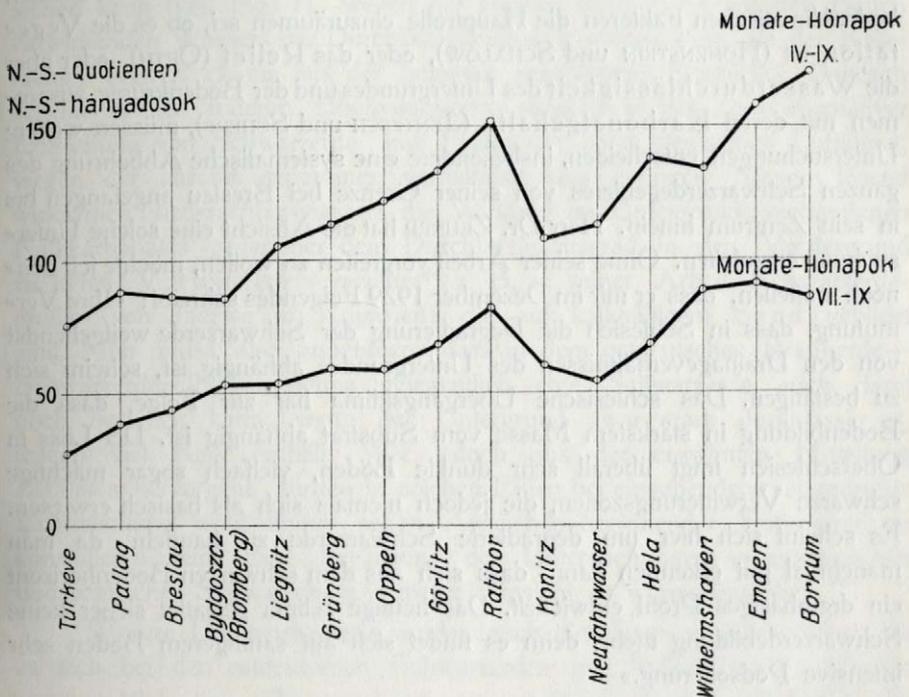


Fig. 2. N.-S.-Quotienten der Sommerperioden April—September und Juli—September für einige Stationen der Grossen Ungarischen Tiefebene, Schlesiens, der Ostsee- und Nordsee-Gebiete.

Podsol möglich ist, in die andere Übergangszone versetzt sehen, in der unter ein und demselben Luftklima nach Massgabe der bodenklimatischen Faktoren entweder Braunerde oder Tschernosiom entsteht. In dieser Hinsicht ist es besonders interessant, dass V. HOHENSTEIN in seiner Arbeit<sup>66</sup> ausdrücklich angibt, dass in der Gegend von Liegnitz und Neumarkt-Canth keine echte Schwarzerde vorkommt, sondern, dass die Höhenböden dieser Gegend braune lehmige Sandböden seien, die zu den Braunerden, bezw. podsoligen Böden zu stellen sind. Eine Detailuntersuchung wäre wün-

<sup>66</sup> V. HOHENSTEIN: A. a. O., pag. 11, 155 und 158. Die von RAMANN (Bodenkunde, pag. 539) aus der Gegend von Liegnitz angeführten Schwarzerden sind nach HOHENSTEIN bloss anmoorige Niederungsböden.

schenswert, ob diese Erscheinung nicht auf der grösseren Durchlässigkeit (sandigeren Beschaffenheit) des Untergrundes beruht, da doch die N.-S.-Quotienten von Liegnitz denjenigen von Breslau sehr nahe kommen.

Also nicht das Luftklima allein ist bestimmend für die Tschernosiom-bildung in diesen Gebieten, sondern (und in viel höherem Masse) das Boden-klima. Welchem nun unter den verschiedenen, stets zusammen wirksamen bodenklimatischen Faktoren die Hauptrolle einzuräumen sei, ob es die Vege-tation ist (HOHENSTEIN und SCHALOW), oder das Relief (ORTH), oder aber die Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes und der Bodenkrume, zusam-men mit deren Karbonatgehalte (JENTZSCH und SCHERF), müssen weitere Untersuchungen entscheiden, insbesondere eine systematische Abbohrung des ganzen Schwarzerdegebietes von seiner Grenze bei Breslau angefangen bis in sein Zentrum hinein. Herr Dr. ZEUNER hat die Absicht eine solche Unter-suchung einzuleiten. Ohne seiner Arbeit vorgreifen zu wollen, möchte ich den- noch mitteilen, dass er mir im Dezember 1929 Folgendes schreibt: «Ihre Ver-mutung, dass in Schlesien die Degradierung der Schwarzerde weitgehendst von den Drainageverhältnissen des Untergrundes abhängig ist, scheint sich zu bestätigen. Das schlesische Übergangsklima hat zur Folge, dass die Bodenbildung in stärkstem Masse vom Substrat abhängig ist. Der Löss in Oberschlesien trägt überall sehr dunkle Böden, vielfach sogar mächtige schwarze Verwitterungszonen, die jedoch niemals sich als basisch erwiesen. Es scheint sich hier um degradierte Schwarzerde zu handeln, da man manchmal gut erkennen kann, dass sich aus dem schwarzen Bodenhorizont ein dreiphasiges Profil entwickelt. Das heutige Klima gestattet sicher keine Schwarzerdebildung mehr, denn es findet sich auf sandigerem Boden sehr intensive Podsolierung.»

Ein von mir und Herrn Dr. ZEUNER gemeinsam mit dem Bohr-stock studiertes Profil bei Rothsürben war echte Schwarzerde,<sup>67</sup> ohne jedes Anzeichen einer beginnenden Degradation. Die Ackerkrume war in lössar-figem, karbonathaltigem Diluviallehm gebildet, der von 0 bis 90 cm reichte; dann folgte in 90—100 cm Tiefe ein etwas toniger, in 100—110 cm mehr sandiger, grauer Geschiebemergel und von ca. 110 cm an ein fetter (Ter-tiär?)Ton. Folgende pH-Werte wurden erhalten:

0—1 cm	: 8·2	50—51 cm	: 8·1
10—11 „	: 8·2	80—81 „	: 8·5
20—21 „	: 8·2	100—101 „	: 8·6
30—31 „	: 8·1	120—121 „	: 8·6

<sup>67</sup> Im Lohe-Tal bei Rothsürben trafen wir auch ein Beispiel jener anmoorigen Böden an, die früher häufig mit der echten Schwarzerde verwechselt worden sind; pH-Werte waren: 0—1 cm 7·3, 10—11 cm 6·9, 50—51 cm 6·9.

Die Entbasung abbremsende Wirkung einer an die Oberfläche herantretenden undurchlässigen und dabei kalkkarbonathaltigen Unterschicht ist, wie im Vorhergehenden hervorgehoben wurde, stets komplexer Natur: einerseits Kalkkarbonatwirkung, andererseits Wirkung durch Verminderung der lösenden Wassermenge. Es scheint, dass in jener Übergangszone, in der unter demselben Luftklima sowohl Braunerde als auch Podsol entstehen kann (vgl. Fig. 1), wegen der grossen Menge des auf den Boden einwirkenden Wassers der Durchlässigkeitsfaktor wichtiger ist, als der Kalkfaktor; (vgl. z. B. die aus der Schweiz angeführten Beispiele). Dagegen scheint in der anderen Übergangszone, nämlich in der Zone alternativer Entstehung von Schwarzerde und Braunerde unter demselben Luftklima, wegen der absolut genommen verhältnismässig geringen Menge lösend wirksamen Niederschlagswassers die Wirkung im Untergrunde vorhandenen Kalkkarbonates gegenüber dem Durchlässigkeitsgrad in den Vordergrund zu treten. V. HOHENSTEIN erwähnt<sup>68</sup> z. B. in seiner Arbeit Schwarzerdeprofile (von Jacewo in Kujawien), die auf kalkhaltigem Sand gebildet sind. Man muss also annehmen, dass in dem ostdeutschen Braunerde—Schwarzerde-Übergangsklima gelegentlich eine Schwarzerde auch dann noch bestehen kann, wenn der Untergrund zwar stark durchlässig ist, jedoch viel Kalk enthält. Wie jedoch aus der erwähnten Mitteilung ZEUNER's hervorgeht, dürften in solchen Fällen bei eingehenderer chemischer Untersuchung wohl immer schon Anzeichen beginnender Entbasung zu konstatieren sein. Eine Ergänzung der Untersuchungen an ostdeutschen und polnischen Schwarzerden in dieser Hinsicht ist wünschenswert.

Weitere Untersuchungen werden auch die Frage zu klären haben, ob es sich bei den ostdeutschen Schwarzerden um Reliktböden handelt, die wegen abgebremster Auswaschung, verursacht durch mangelhafte Durchlässigkeit und Gegenwart von Kalkkarbonat im Untergrunde erhalten geblieben sind, oder ob (aus den gleichen Ursachen) die Bildung dieser Schwarzerden ein rezenter Vorgang ist?

Die klimazonale Bodenlehre wird sich damit abzufinden haben, dass es bestimmte, durch die Überlappungszonen der N.-S.-Quotienten hinreichend gut definierte Luftklimate gibt, die ebenso gut als Schwarzerde-, wie als Braunerde-, ja unter Umständen gleichzeitig sogar als Podsolklimate aufzufassen sind und danach trachten müssen, diesen Umstand auch bei der Verfassung der Bodenkarten zu berücksichtigen.

Die in dieser Studie angeführten Beispiele dürften genügen, um darzulegen, welche Bedeutung unter solchen besonderen luftklimatischen Ver-

<sup>68</sup> V. HOHENSTEIN: A. a. O., pag. 162—163.

hältnissen die Summe der bodenklimatischen Faktoren und unter diesen auch ganz besonders der Wasserdurchlässigkeitsgrad des Untergrundes für die Entstehung der Bodentypen erlangen kann.

Wie aus den Daten für Türkeve in Fig. 1 hervorgeht, fällt den N.=S.=Quotienten nach auch das Klima der Ungarischen Tiefebene an den Rand der klimatischen Übergangszone mit je nach der Bodenunterlage alternierender Tschernosiom- und Braunerdebildung, besonders wenn wir die Grenzen dieser Zone etwas weiter stecken, als es MEYER getan hat. Es ist auch tatsächlich das Auftreten typischen Tschernosioms in der Ungarischen Tiefebene stets an Löss (Kalkkarbonat) im Untergrunde gebunden und darum dieser Bodentypus bei uns als relativ endodynamomorph zu betrachten. Die grössere Aridität des ungarischen Tiefebeklimas gegenüber dem schlesischen Schwarzerdeklima, besonders in den Sommermonaten Juli, August und September (vgl. Fig. 2 und die Graphikons I—VI der Tafel), hat zur Folge, dass bei uns auf Löss als Bodenunterlage noch nicht die Spur jener beginnenden Bildung von A—B—C=Profilen zu bemerken ist, von der DR. ZEUNER auf den schlesischen Lössen schreibt. Bei uns muss schon Sand die Bodenunterlage bilden, damit an Stelle des typischen Tschernosioms humose Braunerden mit  $\text{CaCO}_3$ -Verlagerung treten können, d. h. die grössere Durchlässigkeit des Untergrundes die Abbremsung der Entbasung durch den Kalkgehalt besiegen kann.

\* \* \*

Es lag ursprünglich nicht in meiner Absicht, in dieser Studie über das rein Bodenkundlich=Genetische hinauszugehen. Doch haben die in der beigeschlossenen Tafel gegebenen Klimagraphikons das lebhafteste Interesse unserer Botaniker, Landwirte und Techniker erregt, weil eine derartige übersichtliche graphische Vergleichung der Klimatypen bisher noch nicht vorlag und ausserdem die klimatischen Kennzahlen, insbesondere die N.=S.=Quotienten, auch für die in der allerletzten Zeit bei uns in den Vordergrund des Interesses getretene praktische Frage der künstlichen Bewässerung der Grossen Ungarischen Tiefebene von grösster Bedeutung sind.

Es scheint darum angebracht, die verschiedenen angeführten Klimatypen auch in diesen Beziehungen näher zu beleuchten.

Von den beiden in dieser Arbeit angeführten ungarischen Stationen hat eigentlich nur Türkeve ein für die zentralen Teile der Ungarischen Tiefebene typisches Klima. Pallag (bei Debrecen) hat, wie aus allen Graphikons dieser Arbeit hervorgeht, ein bedeutend humideres Klima als die eigentlichen

Tiefebenestationen, was im ersten Moment insofern befremdend anmutet, als gar nicht sehr weit, nur etwa 30 km von Debrecen entfernt, eines der trockensten Gebiete Ungarns, die «Hortobágy»-Steppe liegt. Zur Erklärung dieser Erscheinung dürfte die Vermutung von P. VUJEVIĆ<sup>69</sup> zutreffen.

Er erklärt die Regeninsel der «Nyírség» NO-lich von Debrecen dadurch, dass vorherrschende SW- und W-Winde<sup>70</sup> durch die sehr starke Verdunstung<sup>71</sup> auf der Hortobágy mit Feuchtigkeit beladen werden und diese beim Eintritt in das Hügelland der Nyírség zum Teil fallen lassen. Pallag bei Debrecen liegt so ziemlich in der Mitte zwischen dem Trockengebiet Hortobágy und der Regeninsel Nyírség und hat bereits etwas geringere Sommertemperaturen als die Hortobágy, doch immerhin noch so hohe, dass in den Sommermonaten die Luft an Wasserdampf stark ungesättigt bleibt. Erst beim rapiden Absinken der Temperatur im Oktober wird der Sättigungspunkt überschritten und es fallen dann die Niederschläge des Herbstmaximums. Im ganzen ist die Humidität des Pallager Klimas, — (wie das insbesondere aus der später folgenden Tabelle 1b und dem Graphikon Fig. 4 hervorgeht), — im Winter grösser als die Humidität des schlesischen Tschernosiom—Braunerde-Gebietes (Breslau—Liegnitz), bleibt jedoch im Sommer weit hinter jener zurück.

Mit VUJEVIĆ müssen wir annehmen, dass in der Ungarischen Tiefebene: «. . . die Verdunstung eine reichliche Nahrung für den Niederschlag bietet, dass neben dem grossen Kreislaufe, welcher die Verhältnisse zwischen Ozean und Kontinent reguliert, auch ein kleinerer, geschlossener Kreislauf vom Alfölde zum Gebirge besteht. Durch W-Winde werden die Luftmassen nach E und NE gebracht, hier erfolgt ein Niederschlag, welcher durch Flüsse wieder ins Alföld gelangt, um hier zum Teil wieder der Verdunstung anheim zu fallen.» Auf diese Weise erklären sich auch die zwei Maxima in den monatlichen Niederschlagsmengen unserer Tiefebene, — (vgl. die

<sup>69</sup> P. VUJEVIĆ: Die Theiss. Eine potamologische Studie; Geographische Abhandl., herausgeg. von A. PENCK, 1906, Bd. VII, Heft 4, pag. 1—76. Vgl. pag. 58—59.

<sup>70</sup> Vgl. J. HEGYFÖKY: A szél iránya a Magyar Szent Korona országaiban, a barométerállás és az eső című függelékkel. — Über die Windrichtung in der Ländern der Ungarischen Krone nebst einem Anhang über den Barometerstand und Regen; Budapest 1894, pag. 1—175. (Kiadja a Kir. Magy. Természettud. Társ. — Verlag d. Kön. Ung. Naturw. Ges.)

ALB. DEFANT: Die Windverhältnisse im Gebiete der ehemaligen österr.-ungar. Monarchie; Anhang z. Jahrb. d. Zentralanst. f. Meteor. u. Geodynamik, LVII. Jahrg., 1920. (Neue Folge), Wien, 1924, pag. 1—14.

<sup>71</sup> Über die Verdunstung in der Ungarischen Tiefebene gibt P. VUJEVIĆ in der erwähnten Arbeit in Tabelle XXV auf pag. 65 sehr interessante Daten, aus denen hervorgeht, dass in den zentraler gelegenen Teilen der Tiefebene mindestens Dreiviertel des Niederschlages durch Verdunstung wieder in die Luft gelangen.

Graphikons II und III der Klimatafel am Schlusse meiner Arbeit), — die schon A. v. ANDERKÓ<sup>72</sup> als charakteristisch für das kontinentale Klima der Tiefebene hervorgehoben hatte. Das Regenminimum im Sommer bedeutet einfach soviel, dass die Sommerregen unserer Tiefebene fast keine andere Quelle haben, als jene Wassermengen, die auf der Fläche der Tiefebene selbst in die Luft verdunstet sind. Der Wasserdampf der Luft kondensiert sich nur dann zu Regen, wenn in irgend einer der Luftschichten durch plötzliche Abkühlung der Sättigungspunkt rasch unterschritten wird. Hierzu ist in unserer Tiefebene im Sommer selten Gelegenheit vorhanden, da dann auch die oberen Luftschichten, — wie es die Daten der Ballonsonden und Flugzeugaufstiege beweisen, — trotz des Abfalles der Temperatur gegen die Höhe zu gewöhnlich an Wasserdampf noch sehr ungesättigt sind. Unsere Landwirtschaft hat also in der Tiefebene darum mit sommerlichen Dürreperioden zu kämpfen, weil infolge der sehr hohen Sommertemperaturen die Luft für das verdunstende Wasser stets sehr aufnahmefähig und weitab vom Sättigungspunkt mit Wasserdampf bleibt. Ereignen sich auf unserer Tiefebene innerhalb der Sommerperiode auch manchmal kurz andauernde Wetterstürze, so verdunstet das niedergefallene Wasser doch sofort wieder in die Luft zurück. Erst bei dem rapiden und bleibenden Absinken der Temperatur im Oktober gelangen die in der Luft vom Sommer her als Dampf verbliebenen Wassermassen zur raschen Kondensation und rufen dadurch das sekundäre Herbstmaximum im Niederschlag und die charakteristischen Bodennebel des Herbstes hervor. Hätten wir es in der Hand, auf irgend eine Weise künstlich nach Belieben die Juni—Juli—August—September=Temperaturen zu drücken, so brauchten wir um die künstliche Bewässerung der Tiefebene nicht besorgt zu sein. Man kann aus den Daten der am Schlusse dieser Arbeit mitgeteilten Tabellen I und V (Teil b), sowie der Sättigungsgewichts=Dampfkurve des Wassers ausrechnen, um wieviel Celsiusgrade die Temperatur der Luft an der Bodenoberfläche gesenkt werden müsste, damit sie in Bezug auf das im betreffenden Monat in ihr tatsächlich vorhandene Quantum Wasserdampf (Tab. V, Teil b) gesättigt würde.

Es ergibt sich, dass zur Erreichung des Sättigungszustandes der Luft die mittlere Lufttemperatur an der Bodenoberfläche gesenkt werden müsste in :

<sup>72</sup> A. v. ANDERKÓ: A csapadék átlagos eloszlása Magyarországon (1871—1900). Durchschnittliche Vertheilung des Niederschlages in Ungarn (1871—1900). A Magy. Kir. Orsz. Meteor. és Földmágn. Int. Évkönyvei, 1901. évf., XXXI. köt., IV. rész, XXX—XXXIX. old. — Jahrbüch. d. Kön. Ung. Reichs=Anst. f. Meteor. und Erdmagn. 1901, Bd. XXXI, Teil IV, pag. XXX—XXXIX. Vgl. pag. XXXVIII.

## Türkeve:

Im Juni	von 19·1° C	auf 13·9° C,	d. i. um 5·2° C,
„ Juli	„ 21·7° C	„ 15·0° C,	„ „ 6·7° C,
„ August	„ 20·5° C	„ 13·8° C,	„ „ 6·7° C,
„ September	„ 16·2° C	„ 10·8° C,	„ „ 5·4° C.

## Pallag (bei Debrecen):

Im Juni	von 19·1° C	auf 13·9° C,	d. i. um 5·2° C,
„ Juli	„ 21·1° C	„ 15·0° C,	„ „ 6·1° C,
„ August	„ 19·9° C	„ 13·9° C,	„ „ 6·0° C,
„ September	„ 15·2° C	„ 10·8° C,	„ „ 4·4° C.

Solche Temperaturstürze ereignen sich in unseren Sommern manchmal im Gefolge kalter Windeinbrüche wirklich und dann gibt es eben eine Wetterkatastrophe. Absolut genommen ist ja bei uns in der Tiefebene im Sommer nicht etwa wenig Wasserdampf in der Luft vorhanden, sondern sehr viel, mehr als zu irgend einer anderen Jahreszeit, nur ist die Luft trotzdem relativ sehr ungesättigt; (vgl. Tabelle IV am Schlusse dieser Arbeit und Graphikon Nr. IV der Tafel). Es ist dies eine für den kontinentalen Klimatypus ganz allgemeine Erscheinung, die sich potenziert in den ganz ausserordentlichen Wassermassen wiederfindet, die bei den Wolkenbrüchen der Wüsten niederfallen. In den ozeanischen Klimaten dagegen wirkt die Wassermasse des Ozeans als ausgleichender Regulator der Monatstemperaturen (vgl. Tab. I, bezw. Graphikon I) und ausserdem hat die Luft mehr Gelegenheit sich auch im Sommer an Wasserdampf anzureichern.

Dies ergibt sich einerseits aus den Daten der Tabelle IV, beziehungsweise des Graphikon IV, sowie aus folgenden Zahlen:

Zur Erreichung des Sättigungszustandes der Luft müsste die mittlere Lufttemperatur an der Erdoberfläche gesenkt werden im:

## Ostseegebiet:

Mittel der Stationen Hela—Neufahrwasser.

Im Juni	von 14·8° C	auf 10·3° C,	d. i. um 4·5° C,
„ Juli	„ 17·3° C	„ 12·8° C,	„ „ 4·5° C,
„ August	„ 16·6° C	„ 12·5° C,	„ „ 4·1° C,
„ September	„ 13·8° C	„ 10·0° C,	„ „ 3·8° C.

## Nordseegebiet:

Mittel der Stationen Emden—Wilhelmshaven—Borkum.

Im Juni	von 14·6° C	auf 10·8° C,	d. i. um 3·8° C,
„ Juli	„ 16·3° C	„ 12·6° C,	„ „ 3·7° C,
„ August	„ 15·8° C	„ 12·5° C,	„ „ 3·3° C,
„ September	„ 13·7° C	„ 10·6° C,	„ „ 3·1° C.

Bei der Wertung dieser Zahlen bedenke man, dass sie sich bloss auf die mittleren Monatstemperaturen der Luft an der Erdoberfläche stützen. Die günstigeren Kondensationsbedingungen des Wasserdampfes in den ozeanischen Klimaten werden aber selbst bei dieser globalen Wertung noch gut zum Ausdruck gebracht.

Ein aufsteigender Strom warmer, mit Wasserdampf beladener Luft wird unter ozeanischen Bedingungen unvergleichlich leichter zu Niederschlägen Anlass geben, als unter kontinentalen, weil er weniger hoch steigen muss, um den zur Sättigung nötigen Temperaturabfall zu erleiden. Davon abgesehen sind die höheren Luftschichten in den ozeanischen Klimaten im Sommer wohl überhaupt feuchter, als bei uns.

In den ozeanischen Klimaten sind nicht nur die Kondensationsbedingungen des vorhandenen Wasserdampfes zufolge der geringeren Sommertemperaturen günstiger als bei dem Klima der Ungarischen Tiefebene, sondern auch die Ergänzungsmöglichkeit des Wasserdampfgehaltes der Luft ist dort eine unvergleichlich günstigere. Das kontinentale Becken der Grossen Ungarischen Tiefebene liegt im Sommer fast nach allen Richtungen im Regenschatten von Bergen. Im Sommer sind die herrschenden Winde alle gegen das Innere der Tiefebene gerichtet. Dies geht bereits aus den früher angeführten Arbeiten von J. HEGYFÖKY und A. DEFANT hervor, noch deutlicher aber aus Manuskriptkarten der herrschenden Windrichtungen, die Herr Universitätsassistent L. v. NAGY zusammenstellte und mir noch vor der Veröffentlichung zu zeigen die Freundlichkeit hatte. Daher verlieren die Sommerwinde ihren Wassergehalt bereits bei dem Übersteigen des Bergkranzes. Einzig in der Richtung gegen W, d. h. gegen Transdanubien (Dunántúl) zu ist das Becken unserer Tiefebene geöffnet. Im Sommer kommt aber auch aus dieser Richtung nicht viel Wasserergänzung mit den Winden. Es scheint, dass das im Abfluss der Flüsse alljährlich der Tiefebene entzogene Wasserquantum hauptsächlich von Westen her und im Frühjahr wieder ergänzt wird. (In dieser Hinsicht ist eine mir mündlich mitgeteilte Beobachtung von P. TREITZ von Interesse. Er meint nämlich, es gelte ziemlich gut die Regel, dass einem niederschlagsarmen Frühjahr in Transdanubien ein niederschlagsreiches Frühjahr in der Tiefebene entspräche. Sollte eine zukünftige Aufarbeitung der meteorologischen Daten diese Regel tatsächlich zahlenmässig bestätigen, so wäre dies zugleich auch eine Bestätigung der von W her erfolgenden Wasserergänzung der Ungarischen Tiefebene; die Tiefebene würde dann zu Transdanubien in etwa demselben Verhältnis stehen, wie die Hortobágy zu der Nyírség. Viel Wasserverdunstung in Transdanubien ergäbe in der Tiefebene viel Niederschlag, solange dort im Frühjahr die Temperaturen noch niedrig sind.)

Im Sommer ist also die Ungarische Tiefebene fast ausschliesslich auf das vom Winter her verbliebene und auf das mit den Frühjahrswinden zugewanderte Wasserquantum angewiesen, eine weitere Sommerergänzung von W und damit indirekt vom Ozean her erfolgt nur in sehr geringem Masse. Das heisst, in der Ungarischen Tiefebene werden die Sommerregen fast ausschliesslich nur durch das im Becken der Tiefebene selbst verdunstete und am sekundären Kreislauf (von der Ebene zum umgebenden Bergkranz) teilnehmende Wasser gespeist, wie das oben ausgeführt wurde. Anders verhält es sich in den dem Ozean benachbarten Gebieten. Dort liefert das grosse Wasserreservoir auch im Sommer stets erneut grosse Wassermengen nach. Wir sehen aus den Daten der Tabelle V (Teil b), dass in diesen Gebieten absolut genommen die in der Luft vorhandenen Mengen Wasserdampf in Grammen trotz der geringeren Verdunstung dennoch fast an die sommerlichen Wassermengen in der Luft von Türkei und Pallag heranreichen. Doch ist in den ozeanischen Klimaten im Sommer die relative Feuchtigkeit grösser, was ja auch aus den Daten der Tabelle IV hervorgeht.

Aus beiden Gründen, — nämlich günstigere Kondensationsmöglichkeit des Wasserdampfes wegen geringerer Sommertemperaturen und vermehrte Nachlieferung von Feuchtigkeit durch den Ozean auch während des Sommers, — haben die ozeanischen Klimate der Nord- und Ostseegebiete nur ein einziges ausgesprochenes Niederschlagsmaximum. Es fällt in jene Zeitperiode, wo absolut genommen das grösste Quantum Wasserdampf in der Luft vorhanden ist, also in die Zeit der Temperaturmaxima. Auch in diesen Gebieten verdunstet in den Sommermonaten viel Wasser, doch sind die Temperaturen gleichzeitig relativ so niedrig, dass die Luft stets nahe dem Sättigungspunkte mit Wasserdampf bleibt und bereits geringfügige Temperaturschwankungen auch im Sommer reichliche kondensierte Niederschläge auslösen. In ähnlicher Weise wie der Ozean, wirkt die Nähe von Gebirgen puffernd auf Temperatur, Niederschlag und Verdunstung. Das wird durch die Klimadaten der schlesischen Braunerde-Podsolgebiete (Oppeln-Görlitz-Grünberg) illustriert. Wir sehen wieder nur ein Regenmaximum, das mit der Zeit des Temperaturmaximums zusammenfällt. Selbst die Insel des Schwarzerde-Braunerdegebiets des Odertales (Breslau-Liegnitz) ist diesem Einflusse nicht gänzlich entzogen, denn das Regenmaximum liegt im Juli und darum ist auch das Klima dieser Insel relativ günstiger, als das Klima des Schwarzerdegebietes der Ungarischen Tiefebene. Das Klima von Breslau-Liegnitz ist im Sommer deshalb humider als jenes von Pallag, weil bei ersterem auch im Sommer eine beträchtliche Niederschlagszufuhr von aussen her erfolgt. Wenn man nur die Kondensationsbedingungen des Wasserdampfes

Tabelle 1a.

Vergleich des Klimas von Túrkeve mit Klimaten anderer Gegenden in Bezug auf die Niederschlagsmenge, welche in Túrkeve zur Erzielung gleicher Humidität wie in den Vergleichsregionen notwendig wäre.

Station und Monat (Periode)	Auf der ungarischen Station besteht gegenüber jener Niederschlagsmenge, die notwendig wäre, um auf der ungarischen Station ein dem unten angegebenen Klimagebiete gleich humides Klima zu erzielen, ein:							
	Niederschlagsmanko mm				Niederschlagsüberschuss mm			
	Nordsee- gebiete (Emden— Wilhelms- haven— Borkum)	Ostsee- gebiete (Hela— Neufahr- wasser)	Schlesien: Braunerde- Pod- solgebiete (Op- peln—Görlitz— Grünberg)	Schlesien: Braunerde- Tschernosiom- gebiete (Bres- lau—Liegnitz)	Nordsee- gebiete (Emden— Wilhelms- haven— Borkum)	Ostsee- gebiete (Hela— Neufahr- wasser)	Schlesien: Braunerde- Pod- solgebiete (Op- peln—Görlitz— Grünberg)	Schlesien: Braunerde- Tschernosiom- gebiete (Bres- lau—Liegnitz)
Túrkeve. I.	23	—	3	—	—	7	—	14
II.	48	3	13	—	—	—	—	5
III.	41	24	27	7	—	—	—	—
IV.	21	10	11	—	—	—	—	8
V.	20	21	15	5	—	—	—	—
VI.	32	13	3	—	—	—	—	13
VII.	99	64	80	49	—	—	—	—
VIII.	140	77	58	32	—	—	—	—
IX.	81	35	47	26	—	—	—	—
X.	59	—	2	—	—	12	—	22
XI.	32	4	2	—	—	—	—	10
XII.	23	9	—	—	—	—	2	16
Jahr.	619	241	259	31	—	—	—	—
IV—IX.	393	220	214	91	—	—	—	—
VII—IX.	320	176	185	107	—	—	—	—

Tabelle 1b.

Vergleich des Klimas von Pallag (bei Debrecen) mit Klimaten anderer Gegenden in Bezug auf die Niederschlagsmenge, welche in Pallag zur Erzielung gleicher Humidität wie in den Vergleichsregionen notwendig wäre.

Station und Monat (Periode)	Auf der ungarischen Station besteht gegenüber jener Niederschlagsmenge, die notwendig wäre, um auf der ungarischen Station ein dem unten angegebenen Klimagebiete gleich humides Klima zu erzielen, ein :							
	Niederschlagsmanko mm				Niederschlagsüberschuss mm			
	Nordsee- gebiete (Emden— Wilhelms- haven— Borkum)	Ostsee- gebiete (Hela— Neufahr- wasser)	Schlesien : Braunerde- Pod- solgebiete (Op- peln—Görlitz— Grünberg)	Schlesien : Braunerde- Tschernosiom- gebiete (Bres- lau—Liegnitz)	Nordsee- gebiete (Emden— Wilhelms- haven— Borkum)	Ostsee- gebiete (Hela— Neufahr- wasser)	Schlesien : Braunerde- Pod- solgebiete (Op- peln—Görlitz— Grünberg)	Schlesien : Braunerde- Tschernosiom- gebiete (Bres- lau—Liegnitz)
I.	14	—	—	—	—	10	2	16
II.	29	—	3	—	—	5	—	11
III.	24	11	13	—	—	—	—	3
IV.	23	13	12	—	—	—	—	3
<b>Pallag</b> <b>(Deb-</b> <b>recen).</b> V.	20	20	15	5	—	—	—	—
VI.	30	13	3	—	—	—	—	12
VII.	70	39	53	25	—	—	—	—
VIII.	110	54	38	15	—	—	—	—
IX.	48	11	20	4	—	—	—	—
X.	48	—	—	—	—	13	4	22
XI.	18	—	—	—	—	7	9	20
XII.	0	—	—	—	0	26	20	31
Jahr.	434	100	122	—	—	—	—	69
IV—IX.	301	150	141	34	—	—	—	—
VII—IX.	228	104	111	44	—	—	—	—

bei der Verdunstung an Ort und Stelle betrachtet, sind beide Klimate ziemlich gleich schlecht gestellt, wie das aus folgenden Daten zu ersehen ist.

Zur Erreichung des Sättigungszustandes der Luft müsste die mittlere Lufttemperatur an der Erdoberfläche gesenkt werden im:

#### Schlesischen Schwarzerdegebiet:

Mittel der Stationen Breslau—Liegnitz.

Im Juni	von 16·8° C	auf 10·4° C,	d. i. um 6·4° C,
„ Juli	„ 18·4° C	„ 12·2° C,	„ „ „ 6·2° C,
„ August	„ 17·4° C	„ 11·4° C,	„ „ „ 6·0° C,
„ September	„ 13·9° C	„ 9·6° C,	„ „ „ 4·3° C.

#### Schlesischen Braunerdegebiet:

Mittel der Stationen Oppeln—Görlitz—Grünberg.

Im Juni	von 16·6° C	auf 11·0° C,	d. i. um 3·4° C,
„ Juli	„ 18·0° C	„ 12·8° C,	„ „ „ 5·2° C,
„ August	„ 17·1° C	„ 12·2° C,	„ „ „ 4·9° C,
„ September	„ 13·7° C	„ 9·6° C,	„ „ „ 4·1° C.

\* \* \*

Es soll nun gezeigt werden, wie man an Stelle der bisherigen, mehrweniger rohen, den wirklichen Wasserbedarf meist viel zu hoch veranschlagenden Schätzungen, auf Grund der N.-S.-Quotienten von MEYER ein viel besseres Bild des monatlichen Ganges des Wasserbedarfes der Ungarischen Tiefebene konstruieren kann. Leider kann hier nur der Weg gewiesen werden, denn erstens werden Messungen der relativen Luftfeuchtigkeit, deren Kenntnis zu den Rechnungen erforderlich ist, bei uns erst an ziemlich wenigen Orten der Tiefebene angestellt, zweitens aber sind auch die vorliegenden, zum Teil bereits recht ansehnlich langen (10—20 Jahre umfassenden) Messungsreihen noch nicht fachkritisch zu den Mittelwerten verarbeitet worden, so dass vorerst noch die nötigen Unterlagen zu einer Beurteilung der Verhältnisse im ganzen Areale der Ungarischen Tiefebene fehlen. Wir müssen uns auf die Durchführung der Rechnungen für Túrkeve (Komitat Jász-Nagykun-Szolnok) und Pallag bei Debrecen (Kom. Hajdu) beschränken, für welche Orte durchgerechnete Mittelwerte der rel. Feuchtigkeit für die Periode 1871—1900 zu erlangen waren. Aus den Zahlen der Tabellen 1a und 1b (pag. 44—45), bezw. den Graphikons Fig. 3 und 4 (pag. 48—49) wird zugleich der Unterschied des kontinentalen Klimas der Ungarischen Tiefebene von den ozeanischen Klimaten viel schärfer hervorgehen, als man

dies vielleicht aus der Kurve der N.=S.=Quotienten für die einzelnen Monate (Graphikon VI der Tafel) schliessen möchte.

Man kann nämlich mit Hilfe der N.=S.=Quotienten leicht berechnen, wie gross das Niederschlagsmanko in  $\frac{m}{m}$  in der Grossen Ungarischen Tiefebene für eine gegebene Zeitperiode gegenüber einem anderen Klima ist, wenn man als Vergleichsbasis eine Äquivalenz der beiden Klimate in Bezug auf Humidität annimmt. Ich habe hier die Rechnung für Túrkeve und Pállag durchgeführt und zum Vergleich folgende Klimate herangezogen:

1. das Nordseeklima (Mittelwerte von Emden—Wilhelmshaven—Borkum),
2. das Ostseeklima (Mittelwerte von Hela und Neufahrwasser),
3. das schlesische Normalklima (Mittelwerte von Oppeln—Görlitz—Grünberg),
4. das Klima der schlesischen Trockeninseln (Breslau—Liegnitz).

Die Resultate sind in den Tabellen 1a und 1b, resp. den Graphikons Fig. 3 und Fig. 4 zusammengestellt.

Das Graphikon Fig. 3 gibt die Differenzen der nach klimatischer Äquivalenz berechneten und der tatsächlichen Niederschläge für Túrkeve, Fig. 4 dieselben Zahlen für Pállag bei Debrecen, in der Weise, dass nach oben die fehlenden Wassermengen, nach unten die Überschüsse an Niederschlag ( $\frac{m}{m}$ ) in den einzelnen Monaten aufgetragen sind.

Die Rechnungsweise wird am besten an einem Beispiel gezeigt.

Wie gross ist das Niederschlagsmanko ( $\frac{m}{m}$ ) in Túrkeve im August, wenn man das dortige Klima in Bezug auf Humidität mit dem Nordseeklima gleich bringen will.

Im Monate August hat Túrkeve nach Tabelle I am Schlusse dieser Arbeit eine Durchschnittstemperatur von  $20.5^{\circ}\text{C}$  bei  $33\%$  durchschnittlichem rel. Feuchtigkeitsdefizit ( $100\%$  minus  $67\%$  rel. Feuchtigkeit; vgl. Tab. IV). Dem entspricht ein Sättigungsdefizit<sup>73</sup> von  $5.9$  g Wasserdampf pro  $1\text{ m}^3$  Luft (Tab. V, Teil c). Im August fällt in Túrkeve durchschnittlich  $49 \frac{m}{m}$  Niederschlag, woraus sich der Monats-N.=S.=Quotient zu:  $\frac{49}{5.9} = 8.3$  ergibt.

Für die Nordseemarschen sind die entsprechenden Zahlen:  $15.8^{\circ}\text{C}$ ,  $19\%$ ,  $2.5$  g/ $\text{m}^3$ ,  $80 \frac{m}{m}$  und  $32.1$  N.=S.=Quot. (Bei diesen Rechnungen wurden bis auf eine Dezimalstelle berechnete Werte der Monats-N.=S.=Quotienten benutzt, nicht die in Tabelle VI am Schlusse der Arbeit angegebenen, auf Einheiten abgerundeten Werte). Wenn man den N.=S.=Quotienten der Nordseegebiete für August:  $32.1$  mit dem Sättigungsdefizit  $5.9$  von Túrkeve

<sup>73</sup> Über die Berechnungsweise des Sättigungsdefizites vgl. die Erläuterungen zu den Tabellen und der Klimatafel am Schlusse der Arbeit und die Anmerkung Nr. 21.

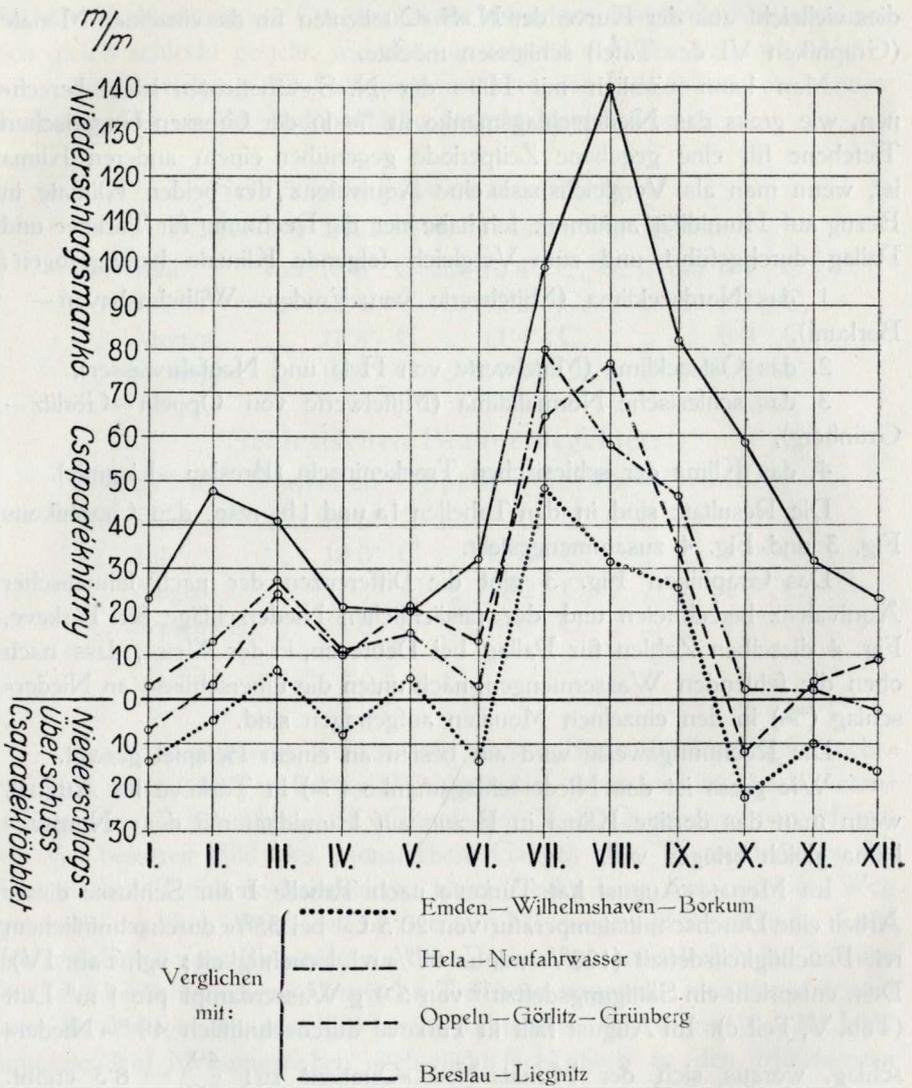


Fig. 3. Vergleich des Klimas von Túrkeve mit Klimaten anderer Gegenden in Bezug auf die Niederschlagsmenge, die in Túrkeve zur Erzielung gleicher Humidität wie in den Vergleichsregionen notwendig wäre.

multipliziert:  $32 \cdot 1 \times 5 \cdot 9 = 189$ , so bekommt man die Niederschlagsmenge von  $189 \text{ m/m}$ , die in Túrkeve im August fallen müsste, um bei der Túrkeve-er August-Temperatur und dem dortigen August-Sättigungsdefizit Äquivalenz des Klimas von Túrkeve mit jenem der Nordseemarschen zu erzielen. Die Differenz zwischen dieser Zahl und dem in August in Túrkeve tatsächlich

fallenden Niederschlag:  $189 - 49 = 140 \frac{m}{m}$  ist als Niederschlagsmanko in Fig. 3 nach oben aufgetragen.

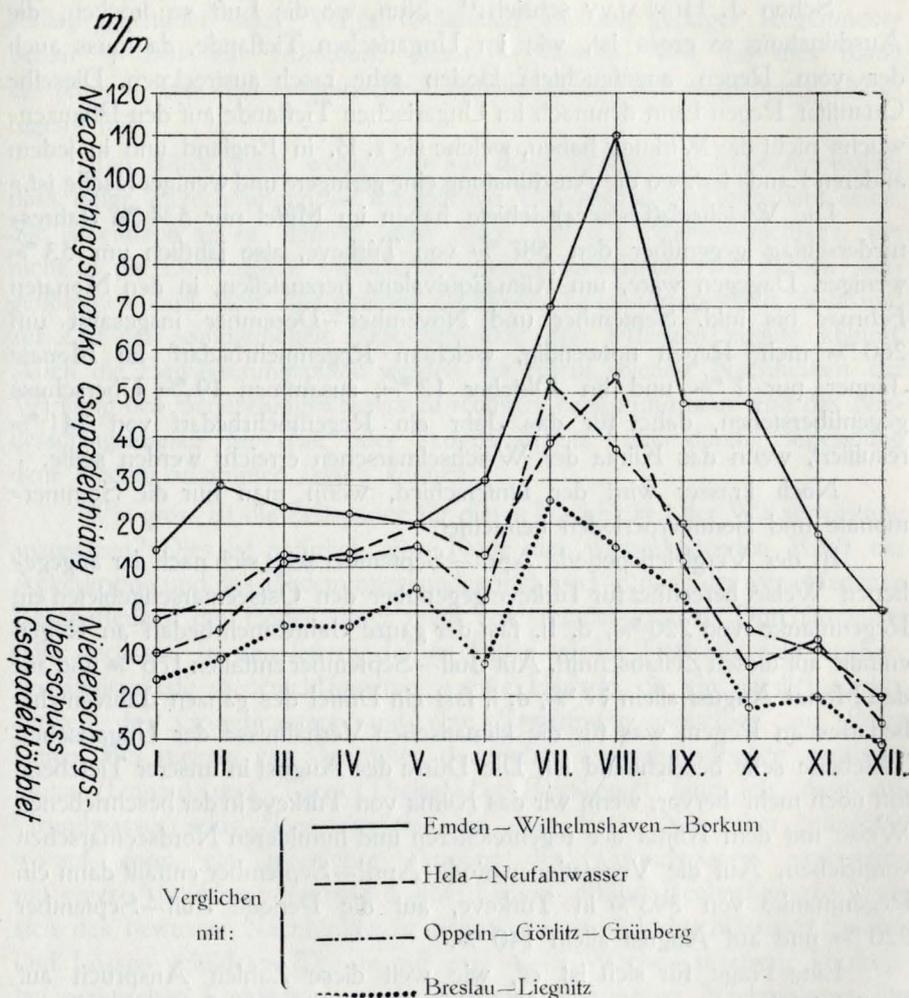


Fig. 4. Vergleich des Klimas von Pallag (bei Debrecen) mit Klimaten anderer Gegenden in Bezug auf die Niederschlagsmenge, die in Pallag zur Erzielung gleicher Humidität wie in den Vergleichsregionen notwendig wäre.

Man sieht die charakteristische Spitzenbelastung in den Sommermonaten Juli bis September, mit der jeder Bewässerungsplan der Ungarischen Tiefebene zu rechnen haben wird. Zugleich geht aus dem Vergleiche der Daten für das Paar Ostseegebiet—Türkeve nunmehr schlagend hervor, wie ungenügend die Angabe von Temperatur und Niederschlagsmenge

allein zur Bildung einer Vorstellung über den Regenbedarf und den klimatologischen Charakter einer Gegend ist.

Schon J. HUNFALVY schrieb:<sup>74</sup> «Nun, wo die Luft so trocken, die Ausdünstung so gross ist, wie im Ungarischen Tieflande, da muss auch der vom Regen angefeuchtete Boden sehr rasch austrocknen. Dieselbe Quantität Regen kann demnach im Ungarischen Tieflande auf den Pflanzenwuchs nicht die Wirkung haben, welche sie z. B. in England und in jedem anderen Lande hat, wo die Ausdünstung eine geringere und weniger rasche ist.»

Die Weichsel-(Ostsee-)Gebiete haben im Mittel nur 534  $\frac{m}{m}$  Jahresniederschlag gegenüber den 587  $\frac{m}{m}$  von Túrkeve, also jährlich um 53  $\frac{m}{m}$  weniger. Dagegen wäre, um Klimaäquivalenz herzustellen, in den Monaten Februar bis inkl. September und November—Dezember insgesamt um 260  $\frac{m}{m}$  mehr Regen notwendig, welchem Regenmehrbedarf im Monate Jänner nur 7  $\frac{m}{m}$  und im Oktober 12  $\frac{m}{m}$ , zusammen 19  $\frac{m}{m}$  Überschuss gegenüberstehen, daher für das Jahr ein Regenmehrbedarf von 241  $\frac{m}{m}$  resultiert, wenn das Klima der Weichselmarschen erreicht werden sollte.

Noch krasser wird der Unterschied, wenn man nur die Sommermonate und Sommerperioden betrachtet.

In der Vergleichsperiode April—September zeigt sich nach der angegebenen Weise berechnet für Túrkeve gegenüber den Ostseemarschgebieten ein Regenmanko von 220  $\frac{m}{m}$ , d. h. fast der ganze Jahresmehrbedarf an Regen entfällt auf diesen Zeitabschnitt. Auf Juli—September entfallen 176  $\frac{m}{m}$  und auf den Monat August allein 77  $\frac{m}{m}$ , d. i. fast ein Drittel des ganzen Jahresmehrbedarfes an Regen, was für die klimatischen Verhältnisse der Ungarischen Tiefebene sehr bezeichnend ist. Die Dürre des August in unserer Tiefebene tritt noch mehr hervor, wenn wir das Klima von Túrkeve in der beschriebenen Weise mit dem Klima der regenreicheren und humideren Nordseemarschen vergleichen. Auf die Vegetationsperiode April—September entfällt dann ein Regenmanko von 393  $\frac{m}{m}$  in Túrkeve, auf die Periode Juli—September 220  $\frac{m}{m}$  und auf August allein 140  $\frac{m}{m}$ .

Eine Frage für sich ist es, wie weit diese Zahlen Anspruch auf Berücksichtigung seitens des Kulturtechnikers bei der Anfertigung von Bewässerungsplänen verdienen.

Da ist zunächst einmal zu bemerken, dass natürlich für die berechneten Bedarfszahlen alle jene Vorbehalte gelten, die ALFR. MEYER für die Gültigkeit seiner N.=S.-Quotienten gemacht hat; (Ungenauigkeit wegen Nichtberücksichtigung der Windgeschwindigkeit, des Luftdruckes etc., vgl. pag. 14 vorliegender Arbeit).

<sup>74</sup> J. HUNFALVY: Die Theiss; Oesterreichische Revue, V, 1867, Heft I (Januar), pag. 38—76; vgl. pag. 73.

Des weiteren zeigen die Graphikons Fig. 3 und 4, dass interessanterweise im Monate Mai sowohl für Türkeve, als auch für das humidere Pallag gegenüber allen Vergleichsklimaten ein nur geringer Regenmehrbedarf — fast ein Minimum daran — besteht. Wie ist dies damit zu reimen, dass der ungarische Landwirt so viel auf ausgiebigen «Mai-regen» hält?

Man würde irren, wenn man aus dieser Diskrepanz schliessen wollte, dass obige Berechnungen auf irrtümlichen Voraussetzungen aufgebaut seien. Sie ist einfach so zu deuten, dass jener Teil des Mainiederschlags, der nicht in die Luft zurück verdunstet, sondern tatsächlich vom Boden aufgenommen wird, dort eine gewisse Zeitspanne lang aufgespeichert bleibt und zur Zeit der sommerlichen Trockenperiode den Pflanzen zugute kommt. Auch die Bewässerungspläne werden mit einem solchen Nachhinken der Wirkung des Berieselungswassers zu rechnen haben und man wird das Niederschlagsmanko für Juli oder August bereits früher durch Berieselung dem Boden zukommen lassen können.

Wie gross ist die Zeitspanne für dieses Nachhinken der Wasserwirkung anzusetzen? Dies ist natürlich eine Frage der wasserhaltenden Kraft der Ackerkrume und des Bodenuntergrundes und wird je nach der verschiedenen Beschaffenheit der Böden, ihrer mehr oder minder grossen Durchlässigkeit sehr wechseln. In den letzten Jahren hatten wir im Tieflande sehr schöne, verhältnismässig niederschlagsarme, warme Herbste, die ein ziemlich starkes Sinken des Grundwassers und eine Erwärmung desselben zur Folge hatten. Bei meinen bis Dezember dauernden Aufnahmsarbeiten zwischen Duna (Donau) und Tisza (Theiss) bei Kecskemét fand ich, dass das Grundwasser seine Sommerwärme bis etwa Ende November beibehielt, worauf dann ein plötzlicher Anstieg des Grundwassers verbunden mit einer Abkühlung stattfand. Auf Grund dieser Beobachtungen liesse sich das bewusste Nachhinken in diesem aus ziemlich durchlässigen Sanden und Lössen gebildeten Terrain auf etwa 4—5 Wochen ansetzen. Umfrage bei praktischen Landwirten ergab, dass sie die günstige Nachwirkung der Mairegen auf nur 3—4 Wochen schätzen. Bei grösseren Niederschlagsmengen, grösserer Undurchlässigkeit der tieferen Bodenschichten und zweckmässiger wasserkonservierender Bodenbearbeitung,<sup>75</sup> dürften die Nieder-

<sup>75</sup> Über die Wichtigkeit einer wasserkonservierenden Bodenbearbeitung mit Rücksicht auf die speziellen ungarischen Verhältnisse vgl. J. GYÁRFÁS: Sikeres gazdálkodás szárazságban. Magyar dry-farming. Kiadja az Országos Magyar Gazd. Egyes. könyvkiadóvállalata. (Erfolgreicher Ackerbau im Trockenklima. Ungarisches dry-farming. Herausgegeben von dem Buchverlag d. Ung. Landes-Agrikulturvereines. Nur ungarisch.) II. Aufl., Budapest, 1925, pag. 1—256.

schläge des Frühjahres noch weit länger, als vorhin angegeben im Boden vorhalten.<sup>76</sup>

Man darf nicht vergessen, dass sich die Vergleichsrechnungen auf klimatische Mittelwerte beziehen. Bei Anwendung auf praktische Zwecke müsste man wohl auch separate Rechnungen über die Spitzenbedarfe während langandauernder Dürreperioden anstellen, wie es z. B. die Jahre 1863—1865 und 1904 waren.<sup>77</sup>

Nimmt man an, dass eine künstliche Bewässerung die Niederschlagsdefizite der Vegetationsperiode April bis September zu kompensieren hätte, dann würde dies für Türkeve die Erreichung einer natürlichen und künstlichen jährlichen Regenhöhe von zusammen:  $587+393=980 \text{ }^m/m$ , für Pallag einer solchen von:  $608+301=909 \text{ }^m/m$  bedeuten, wenn das Klima der Nordseegebiete in Bezug auf Humidität erreicht werden soll. Mit dem Ostseeklima verglichen wären die Zahlen für Türkeve:  $587+220=809 \text{ }^m/m$ , bezw. für Pallag:  $608+150=758 \text{ }^m/m$ . Natürlich sind diese Zahlen, wie alle übrigen der Tabellen 1a und 1b (Graphikons Fig. 3 und Fig. 4) reine Bedarfszahlen. Bei der praktischen Ausführung der Bewässerung wird mehr Wasser nötig sein, weil aus den Staubecken und Kanälen fortwährend Verdunstung stattfindet. Es würde nicht schwer fallen, auf Grund der BIGELOW'schen Formeln ein annäherndes Bild über diese Verluste zu bekommen, doch kann hier nicht näher darauf eingegangen werden.

Es sei nur erwähnt, dass ST. V. FINÁLY SEN.<sup>78</sup> in einer soeben erschienenen Arbeit die zur Bewässerung der Ungarischen Tiefebene notwendigen Wassermengen auf der Basis einer Komplettierung der natürlichen Niederschlagsmengen bis zu 800, 900, 1000 und 1100  $^m/m$  berechnete.

<sup>76</sup> Aus den Graphikons Fig. 3 und 4 ist auch die grosse Wichtigkeit der auf Initiative P. TREITZ's eingeleiteten staatlichen Melioration der physikalischen Eigenschaften unserer Szikböden vermittels Kalkung zu ersehen. Gelingt es, die Ackerkrume dieser Natriumtone nur auf 10—15 cm poröser und saugfähiger zu gestalten, so ist damit schon ungeheuer viel gewonnen, denn von den Frühjahrsniederschlägen kann dann das normale Viertel statt unbenutzt in die Luft zu verdunsten, in den Boden eindringen und zur Zeit der Trockenperiode den Pflanzen zugute kommen.

<sup>77</sup> STEF. HANUSZ: A magyar birodalom vízviszonyaihoz; Földrajzi Közlemények. XI. 1883, pag. 225—239; vgl. pag. 231. Des conditions hydrographiques de la Hongrie; Suppl. contenant un abrégé du Bull. de la Soc. Hongr. de Géogr., XI. Année, 1883, pag. 53—57; vgl. pag. 55.

A. RÉTHLY: Magyarország elemi csapásai; Kísérletügyi Közlem., XXVIII, 1925, 3—4. füzet, pag. 8—17. (Elementarschläge in Ungarn; Mitt. f. Versuchswesen, XXVIII, 1925, Heft 3—4, pag. 8—17. Ungarisch).

<sup>78</sup> ST. V. FINÁLY: A Magyar Alföld öntözéséről; Hidrológiai Közöny, IX, 1929; pag. 107—112. — Irrigation of the Hungarian Plain; Zeitschrift f. Hydrologie, IX, 1929, pag. 228—229. Budapest, 1930.

Es muss nochmals daran erinnert werden, dass die N.-S.-Quotienten, auf deren Grundlage die Regendefizite berechnet wurden, sich auf das Luftklima beziehen. Die bodenklimatischen Faktoren ändern natürlich das Bild in einer schwer kontrollierbaren Weise. Man müsste die Rechnungen eigentlich auf gleiche bodenklimatische Humidität ausführen, was jedoch nicht möglich ist. Wenn in Deutschland relativ mehr Wasser in den Boden eindringt als in der Ungarischen Tiefebene und weniger verdunstet, so ist bei gleicher luftklimatischer Humidität (gleichen N.-S.-Quotienten) der Boden in Deutschland in Bezug auf Wasserversorgung dennoch besser gestellt als in Ungarn, d. h. die Regenmehrbedarfe sind für Ungarn höher, als in Tabelle 1 a und 1 b und den Graphikons Fig. 3 und 4 dargestellt ist. Ausser der Bodenbeschaffenheit spielt noch die absolute Grösse der Niederschläge und die geographische Breite in ihrer Auswirkung auf die Bodentemperatur eine Rolle. A. PENCK<sup>79</sup> und auch P. VUJEVIĆ<sup>80</sup> haben gefunden, dass bei grösseren Niederschlagszahlen die Verdunstung an der Landoberfläche prozentuell kleiner wird. Also von zwei Böden, die sich unter Luftklimaten mit gleichen N.-S.-Quotienten, d. h. luftklimatisch gleicher Humidität befinden, wird jener Boden bodenklimatisch doch noch etwas humider sein, dessen Luftklima im Zähler des N.-S.-Quotienten eine grössere Niederschlagsziffer aufweist. In zunehmenden Breiten nehmen die Bodentemperaturen schärfer ab, als die Lufttemperaturen und die relative Luftfeuchtigkeit in 1 m Höhe über dem Boden, in welcher Höhe gewöhnlich gemessen wird. Daraus folgt, dass in höheren geographischen Breiten der Boden in Bezug auf Befeuchtung wiederum etwas günstiger gestellt ist, als in niederen, auch wenn die in gewöhnlicher Weise berechneten N.-S.-Quotienten des Luftklimas beider Gegenden ganz gleich sind. A. MEYER hat in seiner oft erwähnten Arbeit diese Verhältnisse eingehend besprochen und auf die Möglichkeit der Anbringung von Korrektionsfaktoren hingewiesen, die aber stets auf unsicherer Grundlage beruhen werden.<sup>81</sup>

Mit anderen Worten: die aus den luftklimatischen Daten berechneten N.-S.-Quotienten sind eigentlich nur unter ganz bestimmten einschränkenden Voraussetzungen auch als Masszahlen für die Humidität der entsprechenden Bodenklimate zu betrachten und darum sind auch unsere Zahlen für den Regenmehrbedarf der einzelnen Monate keine absolut richtigen. Da jedoch die klimatisch verglichenen Stationen weder in der geographischen Breite,

<sup>79</sup> A. PENCK: Untersuchungen über Verdunstung und Abfluss von grösseren Landflächen; Geogr. Abhandl. herausgeg. v. A. PENCK, Bd. V, 1896, pag. 461–508; vgl. pag. 471.

<sup>80</sup> P. VUJEVIĆ: A.a.O., pag. 72, Tabelle XXVII.

<sup>81</sup> A. MEYER: A.a.O., pag. 250–253.

noch in der Grösse der Niederschlagszahlen, oder in der Bodenbeschaffenheit sehr von einander abweichen, so dürften die Fehler nicht sehr gross sein. Da die ungarischen Stationen südlicher liegen, im allgemeinen geringere Niederschlagsmengen haben und auch die Bodenbeschaffenheit in der Ungarischen Tiefebene im allgemeinen ungünstiger für das Eindringen des Wassers ist, als in Deutschland bezw. Polen, ergibt sich, dass die angegebenen Regenbedarfszahlen besonders für die Sommermonate jedenfalls etwas zu klein sind.

Der Wert unserer auf den N.-S.-Quotienten gegründeten Betrachtungen liegt übrigens gar nicht so sehr in der Angabe von absoluten Zahlen für den Regenbedarf, sondern viel mehr in der Angabe der Verteilung des Regenbedarfes im Jahre. Sollten auch die absoluten Zahlen noch kleine Korrekturen erfahren müssen, so ist doch die Art und Weise der Verteilung der Defizite im Jahre ganz bestimmt richtig. Ein Vergleich der Graphikons Fig. 3 und Fig. 4 zeigt, dass deren Linien, wenn auch nicht absolut, so doch annähernd parallel miteinander verlaufen. Dies lehrt uns, dass der Umstand, dass Pallag bereits ein etwas gemässigeres kontinentales Klima als Túrkeve hat, wohl die absoluten Werte der Regendefizite verändert, aber den Charakter ihrer Verteilung auf die Monate noch nicht entscheidend beeinflusst. Umso sicherer können wir für die übrigen, Túrkeve klimatisch näher stehenden Stationen unserer Tiefebene die gleiche Spitzenbelastung an Berieselungswasserbedarf in den Monaten Juli bis September annehmen.

Die angestellten Betrachtungen rechtfertigen vollkommen den von A. RÉTHLY getanen Ausspruch:<sup>82</sup> «Es ist unzweifelhaft, dass Ungarns grösste Elementarplage die Dürre bleibt, gegen die anzukämpfen eine nationale Aufgabe ersten Ranges ist. Man kann dieser Plage nur mit künstlichen Bewässerungswerken abhelfen, durch Aufholzen können wir die Werte der einzelnen Klimaelemente nur ganz lokal beeinflussen.»

Bei einer künstlichen Bewässerung wird selbst das aus den Reservoiren und Kanälen verdunstende Wasser nicht ganz für den Zweck verloren gehen, da es den Sättigungsgrad der Luft an Wasserdampf etwas steigern wird und das sogar in viel höherem Mass, als es z. B. das Anpflanzen schütterer Baumreihen bewirken könnte. Dem könnte nur die waldartige Aufforstung grösserer Flächen an Wirkung nahekommen, was aber bei den Besitz- und Kulturverhältnissen der Ungarischen Tiefebene undurchführbar ist. Die künstliche Bewässerung hat das Hauptziel, im N.-S.-Quotienten den Zähler, d. i. die Niederschlagsmenge zu vergrössern. Es ist eine erwünschte

<sup>82</sup> A. RÉTHLY: A. a. O., (vgl. Anmerk. Nr. 77.). Das ungarische Zitat vom Verfasser übersetzt.

Begleiterscheinung, dass nebenbei durch die vermehrte Verdunstung von Wasser- und Landoberflächen auch noch der Nenner, nämlich das Sättigungsdefizit merklich verkleinert wird. Bei der Beforstung ist es gerade umgekehrt. Der erste Weg zur Milderung der Kontinentalität unseres Klimas ist jedenfalls unvergleichlich effektvoller und durchführbarer.

Bei einer eingehenderen Bearbeitung der in vorliegender Arbeit behandelten Probleme sollten die Mittelwerte der meteorologischen Daten nicht nur nach ganzen Monaten, sondern auch nach Pentaden berechnet werden. Es würden dann viele unserer Graphikons für die Ungarische Tiefebene beim Einsetzen der Wärmeperiode — deren Beginn ja nicht gerade genau mit einer Monatsgrenze zusammenzufallen pflegt —, noch viel steiler ansteigende und fallende Kurven zeigen. P. TREITZ, der schon von jeher die Wichtigkeit der Verdunstungsmessungen für unsere Landwirtschaft betonte, war so freundlich, mich aufmerksam zu machen, dass es sich ausserdem lohnen würde, neben den Tagesmittelwerten der meteorologischen Elemente auch noch die 2 Uhr Ablesungen gesondert zu verarbeiten. Die Verdunstung weist bei uns ganz beträchtliche Tagesamplituden auf. Zur Zeit des grössten Sonnenbrandes am Tage ist unser Tiefebeklima eigentlich viel arider, als es in den Graphikons dieser Arbeit erscheint. Ein Vergleich des Klimas der ungarischen Stationen mit den humiden Klimaten, wie es in dieser Arbeit geschah, jedoch auf Grund der 2 Uhr Ablesungen allein, wäre sehr interessant. Weniger für den Bewässerungstechniker — dieser wird ja lieber mit den Mittelwerten arbeiten — als für den Pflanzenphysiologen.

Das Klima der Ungarischen Tiefebene wurde in vorliegender Arbeit in Bezug auf seine Humidität mit vier wirklich bestehenden ausländischen Klimaten verglichen. Landwirtschaftlich nähern sich von diesen wohl die beiden ozeanischen Klimate am meisten einem idealen «Standard»-Klima, das heisst einem solchen, das für den Pflanzenbau am günstigsten wäre. Ein solches «Standard»-Klima liesse sich übrigens nur schwer genau definieren, da die verschiedenen Pflanzen in dieser Beziehung verschiedene Ansprüche haben. Es würde zu weit führen, auch auf diesen Fragenkomplex einzugehen. Zum Glück, möchte man sagen, ist die künstliche Regulierung der Witterung noch nicht erfunden; man müsste sonst wohl ein neues Staatsamt zur Prüfung und Aneinandergleichung der verschiedenen Ansprüche aufstellen und dessen Tätigkeit wäre wohl die umstrittenste unter allen Zentralstellen der Regierungsgewalt.

Wir werden uns nicht bestreben, in unserer Tiefebene ein dem Nordseeklima an Befeuchtung gleichkommendes Klima herstellen zu wollen, denn erstens müssen wir an Wasser sparen und zweitens haben wir auch gar kein Interesse daran, durch übermässige Zufuhren kondensierten Was-

sers eine Verarmung unserer an Nährstoffen verhältnismässig reichen Böden, sowie Auslaugungserscheinungen künstlich herbeizuführen und dadurch mittelbar die Qualität unseres Getreides zu schädigen. Die Bewässerung wird bei uns den Zweck haben, das über unserer Landwirtschaft schwebende Damoklesschwert der Dürreperioden unschädlich zu machen und ausserdem zur Zeit von Dekonjunkturen, wie die jetzige, den wahlweisen Übergang vom Getreidebau zur Grünwirtschaft durch Nachahmung von klimatischen Verhältnissen, wie sie etwa die Ostseegebiete, oder die schlesischen Braunerdegegenden bieten, zu ermöglichen. Von den verschiedenen Arten der Bewässerung wird wohl nur die »Feldberegnung« in Frage kommen, bei welcher die geringsten Wasserquantitäten benötigt werden und die Natur am besten nachgeahmt wird, Schädigungen der Bodenstruktur usw. gänzlich vermieden werden können und eine kostspielige Zurichtung des zu bewässernden Terrains entfällt.

Die Errichtung grosszügiger Anlagen für die Bewässerung der Ungarischen Tiefebene ist als eine landwirtschaftliche Investition zu betrachten, die langsam aber sicher und besonders in den Trockenjahren ihre Früchte tragen wird.

\* \* \*

Es sei zum Schlusse noch begründet, warum in dieser Arbeit der pH-Wert als Indikator für den Entbasungszustand der Böden herangezogen wurde. Gegen ein solches Vorgehen wird häufig der Einwand erhoben, dass die Entbasung eines Bodens schon ziemlich weit fortgeschritten sein kann und dennoch der pH-Wert noch immer neutral oder schwach alkalisch bleibt.

Dies ist vollkommen richtig, doch gilt diese Behauptung nur bis etwa pH 6 oder alkalischer. Man wird tatsächlich an Braunerden, die vorerst nur beginnende Karbonatumlagerung aufweisen, auf Grund der pH-Werte allein den Entbasungszustand nicht mit Sicherheit beurteilen können. Anders wird die Sache aber bei pH-Werten saurer als 6, insbesondere von pH 5.0—5.5 an, d. h. bei den eigentlichen Podsolböden. In diesem Gebiete der Bodenreaktion darf man mit vollem Rechte folgern, dass z. B. ein Boden mit pH 4.0 stärker podsoliert sei, als einer mit pH 5.0. Der Entbasungsgrad des Bodens steigt auch in diesem Fall im allgemeinen nicht proportional, sondern bloss symbat mit dem angegebenen Säuregrad. Nur um eine solche, eigentlich nur qualitative Schätzung des Bodenzustandes handelte es sich in vorliegender Arbeit und sie zeigt, dass die leicht ausführbare Feldbestimmung des pH der Böden mittels der von ST. KUHN angegebenen Methode nicht nur vom agronomischen, sondern auch vom geologisch-bodenkundlichen Standpunkte sehr wertvolle Resultate ergibt.

Überhaupt wird der chemischen Profilbetrachtung bei morphologischen und bodengenetischen Studien häufig auch heute noch zu wenig Beachtung geschenkt.<sup>83</sup> Ich denke z. B. an die Frage der Abgrenzung des Podsoltypus. Den morphologisch arbeitenden Bodenforschern ist es auch heute noch viel zu wenig bekannt, dass die Wanderung des Eisens in kolloid hochdispenser, durch Humus geschützten Form, mit einer ziemlich scharfen Grenze erst bei pH 5·0—5·5 beginnt,<sup>84</sup> während die des Aluminiums einen noch etwas saureren Grenzwert hat. Man sollte diese natürliche Zäsur in der Reihe der nach steigendem Auswaschungsgrade geordneten Bodentypen für klassifikatorische Zwecke ausnützen und den Podsoltypus etwa mit der Bodenreaktion saurer als pH 5·5 limitieren.<sup>85</sup> Auch die reinen Morphologen tun ja, wenn sie Ortstein und Bleicherdeschichten aufsuchen, eigentlich nicht anderes, als in sehr roher Weise pH bestimmen. Nachdem uns heute leicht ausführbare genaue Feldverfahren zur pH-Bestimmung der Böden zur Verfügung stehen, sollten wir uns auch bei den Klassifikationsversuchen der Böden mit auf diese Zahlen stützen.

In dem soeben erschienenen schönen Buche von A. STEBUTT lese ich folgenden Satz:<sup>86</sup> «Wir müssen aber daran festhalten, dass die vielen, jetzt so üblichen Bestimmungen der pH-Werte draussen im Felde mit speziell eingerichteten Schnellapparaten für die wissenschaftliche Erforschung der Bodendynamik keinen Wert haben und dass sie im Gegenteil unsichere und irreführende Ergebnisse liefern, die uns von der richtigen Erkenntnis des Bodens weit entfernen».

<sup>83</sup> Wie umgekehrt sehr häufig die reinen Bodenchemiker über bodengenetische Fragen entscheiden wollen, ohne die geologisch-morphologische Profilbetrachtung zum Rechte kommen zu lassen.

<sup>84</sup> Also gerade bei der ökologischen Reaktionsgrenze für das Auftreten von *Calluna*.

<sup>85</sup> Als Hydrokarbonat kann zweiwertiges Eisen allerdings auch bei alkalischeren pH-Werten umgelagert werden, doch ist diese Art der Wanderung stets von untergeordneter Bedeutung und führt niemals zur Ortsteinbildung im Untergrunde oder Bleicherdebildung in der Oberkrume. Über den pH-Limit der Eisen- und Aluminium-Wanderung vgl. die folgende Literatur :

J. R. SKEEN : A critical pH for the formation of hardpan in acid clay soils. Soil Science, XX, 1925, pag. 307—313.

O. C. MAGISTAD : The aluminium content of the soil solution and its relation to soil reaction and plant growth. Soil Sc., XX, 1925, pag. 181—227.

U. PRATOLONGO : Studi e ricerche ulteriori sulla reazione del terreno. Milano, 1926. (Editore ULRICO HOEPLI), pag. 1—82 ; vgl. pag. 6—11.

J. S. JOFFE & H. C. MCLEAN : Probable influence of anions on aluminium solubility in soils. Proc. and papers of the First Intern. Congr. of Soil Sc. convened in Washington D. C. June 13—22, 1927 ; Washington, 1928, Vol. II, pag. 230—255.

<sup>86</sup> A. STEBUTT : Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde. Der Boden als dynamisches System. Berlin, 1930, pag. 1—518. (Vlg. Gebr. BORNTÄGER.)

Das scheint mir eine etwas zu harte Kritik.

Die glänzenden Untersuchungen G. WIEGNER's und seines Mitarbeiters H. PALLMANN<sup>87</sup> über die Wasserstoffaktivität in Dispersionen und kolloiddispersen Systemen, über die sie zum erstenmal auf der Internationalen Bodenkundlichen Konferenz in Budapest 1929 berichtet haben, scheinen in den Kreisen der Bodenforscher eine gewisse Konsternation hervorgerufen zu haben. WIEGNER selbst hat diese Wirkung seiner Arbeit gewiss nicht beabsichtigt. Er selbst hat ja in einer Reihe anderer lichtvoller Arbeiten die theoretischen und praktischen Resultate beleuchtet,<sup>88</sup> zu denen uns die pH-Bestimmung nach den bisherigen, gewiss unvollkommenen Methoden geführt hat. Sollen wir diese Resultate nunmehr wirklich verwerfen?

Das Forschungsprinzip, das in WIEGNER's Laboratorium befolgt wird, ist: theoretische Zusammenhänge durch Anstellung exakter, zielbewusster Versuche an «reinlichen», d. i. möglichst einfachen und gut definierten Systemen zu erforschen. Man scheut sich dort beim Studium von Gesetzmässigkeiten so komplizierte, undurchsichtige Systeme, wie auch der Boden eines darstellt, als Versuchsobjekt anzuwenden. Eine solche grundlegende Arbeit ist auch die in Rede stehende. Man verschliesst sich aber anderenteils bei WIEGNER durchaus nicht davor, die an den einfachen Systemen gewonnenen exakten Erkenntnisse dem jeweiligen Stande der Forschung nach, mit mehr oder weniger Fehlermöglichkeit in der Praxis anzuwenden. Es handelt sich nur darum, stets vor Augen zu halten, ob die in der Praxis an den komplizierteren Systemen bestimmten Werte Schlussfolgerungen erlauben, welche innerhalb jener Fehlergrenzen bleiben, die durch den Stand der exakten Forschung bestimmt werden.

Von diesem Gesichtspunkt betrachtet, ist der vorliegende Fall nicht so gefährlich. Anlässlich der Arbeit des in Budapest 1929 eingesetzten internationalen Komitées für die vergleichende Untersuchung der pH-Bestimmung an internationalen Bodenproben, haben Kollege KUHN und ich

<sup>87</sup> G. WIEGNER & H. PALLMANN: Über Wasserstoff- und Hydroxylschwärmionen um suspendierte Teilchen und dispergierte Ultramikronen. Ein Beitrag zur Methodik der Wasserstoff- und Hydroxylionenverteilung in dispersen Systemen. Verh. d. II. Komm. u. d. Alkali-Subkommission d. Int. Bod. Ges., 1929, Teil B, pag. 92—144, Budapest.

H. PALLMANN: Die Wasserstoffaktivität in Dispersionen und kolloiddispersen Systemen. Koll. Chem. Beihefte, 1930, XXX, Heft 8—12, pag. 334—405.

<sup>88</sup> G. WIEGNER & H. GESSNER: Die Bedeutung der pH-Bestimmung in der Bodenkunde. Koll. Zeitschr., 1926, Bd. XL, Heft 3, pag. 209—227.

G. WIEGNER: Neuere Bodenuntersuchungen in der Schweiz. Schweiz. Landwirtsch. Monatshefte, 1927, Heft 8 u. f.

H. JENNY: Vegetations-Entwicklung und Bodenbildung in der alpinen Stufe der Zentralalpen (Klimaxgebiet des *Caricion curvulae*). Zweiter Teil. Die alpinen Böden. Denkschriften der Schweiz. Naturforsch. Ges., 1926, Bd. LXIII, Abh. 2, pag. 295—340.

unsere Untersuchungen auch auf die Prüfung des von WIEGNER beschriebenen Sedimentationseffektes ausgedehnt.<sup>89</sup> Wir haben gefunden, dass dieser theoretisch so wichtige Effekt für die Praxis kaum in Betracht kommende Fehler verursacht, die meist den pH-Wert nur in der zweiten Dezimalstelle verändern. Der Satz von G. WIEGNER und H. PALLMANN: «Ermittelt man pH kolorimetrisch, so misst man nur die klare Lösung, die vom Bodenkörper abfiltriert ist»,<sup>90</sup> ist theoretisch richtig, doch bei der Ausführung der kolorimetrischen Bestimmung nach der BaSO<sub>4</sub>-Methode von KUHN kann man sich leicht überzeugen, dass der Indikator auch durch jene H-Ionen umschlägt, die im Ionenschwarm der absedimentierten Teilchen vorhanden sind. Man braucht hiezu nichts anderes zu tun, als zuerst die Klärung mit dem BaSO<sub>4</sub> vorzunehmen, nun den Indikator vorsichtig der entstandenen klaren Flüssigkeitsschicht zuzusetzen und die Farbe zu beobachten, dann aber kräftig durchzuschütteln, so dass der Indikator mit den festen Bodenteilchen in Berührung kommt und erneut die Klärung abzuwarten. Man wird finden, dass der Indikator erst beim Durchschütteln mit dem festen Boden wirklich zum Umschlagen kommt. Wir glauben darum die nach der kolorimetrischen Methode von STEF. KUHN gewonnenen pH-Werte als vollkommen verlässliche und zu genetischen Profilstudien geeignete betrachten zu dürfen.

Mit Berücksichtigung der am Eingange dieses Abschnittes gemachten Vorbehalte kann die Feldbestimmung des pH sogar dem Diluvialgeologen zur Erkennung, bzw. Bestätigung einstiger Landoberflächen dienen, die unter der Einwirkung eines humiden Klimas standen. Auf Grund des pH können Entkalkungszonen in Lössen und ähnlichem kalkhaltigem Material weit empfindlicher nachgewiesen werden, als mit dem Salzsäurefläschchen allein, mit dem nur ziemlich grobe Unterschiede im Karbonatgehalt erkannt werden können. Dieser Gedanke kam mir auf der gemeinsamen Exkursion mit DR. ZEUNER. Herr Dr. ZEUNER hat die Versuche in dieser Hinsicht fortgesetzt und gefunden, dass aus geologisch-stratigraphischen Gründen vermutete fossile Terrainoberflächen im Profil tatsächlich in vielen Fällen auch durch den pH-Wert erkannt werden konnten, nämlich dann, wenn die entkalkte Schicht wiederum durch kalkführende Ablagerungen, z. B. eine Moräne mit Kalkzement u. dgl. bedeckt worden ist.

<sup>89</sup> Hierüber soll in einer besonderen Arbeit gemeinsam mit DR. KUHN berichtet werden.

<sup>90</sup> Vgl. die in Anmerk. 87 an erster Stelle zitierte Abhandlung von G. WIEGNER und H. PALLMANN, pag. 101.

## ZUSAMMENFASSUNG.

1. Es wird auf Grund älterer, sowie neuer eigener Beobachtungen auf die Wichtigkeit hingewiesen, welche die verminderte Wasserdurchlässigkeit des Bodenuntergrundes als Abbremsler luftklimatischer, auf den Boden einwirkender Entbasungstendenzen erlangen kann. Es wird insbesondere auf Grund eigener, anlässlich der Danziger Internationalen Bodenkundlichen Konferenz 1929 ausgeführten Profilstudien, verbunden mit pH-Feldbestimmungen nach der Methode KÜHN nachgewiesen, dass im Danziger Gebiet die Bildung von Braunerde und Podsol in erster Reihe von den Durchlässigkeitsverhältnissen des Untergrundes abhängt. Entgegen anderen Meinungen wird derselbe Grund auch für die Entstehung der schlesischen Schwarzerdeinseln inmitten eines Braunerdegebietes angenommen.

2. Es werden die klimatischen Grenzen diskutiert, innerhalb deren die Wasserdurchlässigkeit des Bodenuntergrundes als ein bodenklimatischer Faktor zusammen mit den übrigen bodenklimatischen Faktoren gegenüber den luftklimatischen Faktoren ausschlaggebend für die Entstehung des Bodentypus werden kann. Es wird demonstriert, dass dieses Siegen der endogenen bodenklimatischen bodenbildenden Faktoren im Wettbewerbe mit den exogenen luftklimatischen bodenbildenden Faktoren nur innerhalb gewisser klimatischer Grenzen erwartet werden kann, die durch die N.-S.-Quotienten ALFR. MEYER'S (Niederschlag/Sättigungsdefizit) recht gut abgesteckt werden. Die Werte der jährlichen N.-S.-Quotienten zeigen — ebenso wie jene der kürzeren Perioden und der einzelnen Monate — Überlappungszonen, innerhalb deren bei den gleichen N.-S.-Quotienten, also gleichen Luftklimaten verschiedene solche Bodentypen gebildet werden, die wir sonst als die Produkte verschiedener Luftklimata aufzufassen gewohnt sind. In diesen und eben nur in diesen Überlappungszonen der N.-S.-Quotienten, die in der Arbeit graphisch dargestellt werden, tritt die Wirksamkeit der dem Boden eigenen bodenbildenden Faktoren stark hervor. Im Falle der Jahres-N.-S.-Quotienten ist es erstens die Zone der zwischen 275—350 liegenden Werte. Luftklimata, die durch diese Werte charakterisiert sind, können ebensogut als Schwarzerde-, wie als Braunerde-Klimata gelten. Die zweite derartige Zone ist jene der Werte 375—500, der sowohl Braunerde- als

auch Podsol-Bildung zukommt. Man sieht, dass innerhalb des Gebietes der jährlichen N.-S.-Quotientenwerte 300—400 die Bildungsmöglichkeit für Schwarzerde, Braunerde und Podsol bereits so nahe aneinander rückt, dass die Möglichkeit vorhanden ist, alle drei erwähnten Bodentypen im engsten Kontakt mit einander vorzufinden. Nimmt man die von MEYER selbst für die Bildung der einzelnen Bodentypen gegebenen Grenzwerte der N.-S.-Quotienten als Grundlage der Betrachtungen an, wie dies auch bei der Konstruktion der Textfigur No. 1 geschah, so ist zum Eintreten dieses Falles in erster Reihe ein Wechsel in den Bodenverhältnissen, zweitens aber auch noch ein ganz geringer Wechsel in den luftklimatischen Bedingungen, etwa durch besondere lokale Windverhältnisse oder dgl. notwendig. Es scheint aber statthaft anzunehmen, dass die von MEYER gegebenen Grenzwerte weiter gesteckt werden können. In diesem Falle würde sich das Gebiet gemischter Braunerde—Tschernosiombildung mit dem Gebiete gemischter Braunerde—Podsolbildung nach N.-S.-Quotienten ausgedrückt teilweise überdecken. Es würden dann im Gebiete der N.-S.-Quotienten dieser Überdeckungszone ohne jedem Wechsel in den luftklimatischen Bedingungen ausschliesslich nur durch Änderung der Bodenverhältnisse alle drei erwähnten Bodentypen neben einander entstehen können. Wir hätten also in diesem Fall unter ein und demselben Luftklima die vermischte Entstehung von Tschernosiom, Braunerde und auch Podsol je nach Massgabe der bodenklimatischen Verhältnisse. Im allgemeinen lässt sich also sagen, dass unter speziellen klimatischen Verhältnissen, die aber nur in Regionen von geringer Ausdehnung zu bestehen pflegen, die «ektodynamomorphen» Bodentypen GLINKA's sich als ebenso «endodynamomorph» erweisen, wie jene Bodentypen, bei welchen man dies niemals in Zweifel gezogen hat; (wie z. B. die Rendzina u.a.m.).

3. Im Zusammenhange mit diesen Betrachtungen wird das Klima der Ungarischen Tiefebene näher besprochen. Auf Grund der monatlichen N.-S.-Quotienten wird das Klima von Túrkeve und von Pállag (bei Debrecen) mit den Klimaten der Nord- und Ostsee-Gebiete, dem schlesischen Normalklima und dem Klima der schlesischen Schwarzerdebildung verglichen. Auf diese Weise werden die Regendefizite ermittelt, die durch künstliche Bewässerung zu ersetzen wären, wenn das Klima von Túrkeve und Pállag auf gleiche Humidität mit den Vergleichsklimaten gebracht werden sollte. Die Resultate dieser Vergleichsrechnungen werden graphisch dargestellt und die möglichen Fehler der Rechnungsweise kritisch besprochen.

4. Es wird darauf hingewiesen, dass die kolorimetrische Feldbestimmung des pH bei der Profiluntersuchung mit gewissen Vorbehalten ein wertvolles Hilfsmittel für bodengenetiche Studien zu bilden vermag und

darüber hinaus sogar dem Diluvialgeologen für stratigraphische Zwecke (Erkennung fossiler, seinerzeit unter humidem Klima entbaster Boden- und Gesteinsoberflächen) nützlich werden kann.

5. Der Arbeit sind 8 Klimatabellen beigegeben, die für 15 Stationen der vorerwähnten 5 Klimabezirke monatsweise und für das Jahr, sowie die Zeitperioden April—September und Juli—September folgende klimatische Daten angeben: Temperatur, Niederschlag, prozentuelle Verteilung des Niederschlages im Jahre, relatives Feuchtigkeitsdefizit in  $\% = \frac{e}{e_n}$ , Wasserdampfgehalt einer bei der Mitteltemperatur der betreffenden Periode vollkommen gesättigter Luft in  $g = \frac{e}{e_n}$ , Sättigungsdefizit der Luft an Wasserdampf in  $g$  und  $N. = S. = \text{Quotienten}$ .

Unter teilweiser Zusammenziehung der Stationswerte sind die Klimadaten in 6 farbigen Graphikons auf einer beige-schlossenen Tafel übersichtlich dargestellt.

## ERLAUTERUNGEN ZU DEN KLIMATABELLEN I—VI UND DEN GRAPHIKONS I—VI DER TAFEL.

Die am Schlusse dieser Arbeit gegebenen Klimatabellen haben den Zweck, die im Texte besprochenen Klimaunterschiede der Stationen verschiedener Klimabereiche zahlenmässig darzustellen, während die farbigen Graphikons der beigeschlossenen Tafel eine Übersicht der Daten dieser Klimabereiche bieten sollen.

Jeder, der eine solche Arbeit einmal versucht hat, weiss, wie schwer es hält, für solche Vergleichszwecke ein genügend homogenes Zahlenmaterial zusammenzustellen, d. h. Klimadaten zu bekommen, die sich auf genügend lange und dabei identische Zeitperioden beziehen. ALFR. MEYER hat in seiner Arbeit<sup>91</sup> die Fehler, welche durch Verarbeitung unhomogenen Materials entstehen können, kritisch beleuchtet. Er ist zu dem Resultat gekommen, dass zu wirklich einwandfreien Berechnungen die Beobachtungen sich mindestens auf einen Zeitraum von 50 Jahren erstrecken sollten. Aber seine Vergleichsberechnungen von N.-S.-Quotienten zeigen zugleich auch, dass selbst kurze Beobachtungsreihen von nur 10 Jahren noch immer Resultate ergeben, die für eine Orientierung vollkommen genügen. In diesem Belange ist nun die Verlässlichkeit der hier gegebenen Zahlen jedenfalls viel grösser, da bei den ungarischen Daten die Mittel aus 40jährigen Beobachtungsreihen, bei den übrigen Stationen die Mittel aus meist annähernd 20jährigen Reihen verwendet wurden. Noch wichtiger ist wahrscheinlich, dass alle verschiedenen Klimawerte einundderselben Station sich auf dieselben Jahre beziehen mögen. Wie aus den weiter unten folgenden Angaben zu ersehen sein wird, konnte dieses Postulat nicht restlos erfüllt werden; doch handelt es sich um nur geringfügige Abweichungen von diesem Prinzip und darum wird durch diese Abweichungen die Brauchbarkeit der verwendeten klimatischen Daten zu Vergleichszwecken nicht in Frage gestellt.

In den Tabellen I—VI werden die klimatischen Daten für folgende Gebiete angetührt:

1. Túrkeve und Pallag (bei Debrecen) in der Ungarischen Tiefebene. Von diesen beiden Stationen besitzt, wie bereits im Text bemerkt wurde, nur Túrkeve ein für die zentralen Teile der Ungarischen Tiefebene typisches Klima. Leider sind die rohen Beobachtungsreihen der relativen Feuchtigkeitswerte für andere Stationen der Ungarischen Tiefebene noch nicht kritisch zu den entsprechenden Mittelwerten verarbeitet worden. Mir war es aus Zeitmangel nicht möglich, diese Arbeit zu leisten und so musste ich mich auf die Angaben für diese zwei Stationen beschränken. Bodenkundlich handelt es sich hier um ein Klima gemischter Schwarzerde- und Braunerde-Bildung, unter welchem nach meiner im Text vorgetragenen Meinung die Entstehung der Bodentypen bereits von den bodenklimatischen Faktoren beeinflusst wird. Landwirtschaftlich ist es ein ausgesprochenes Getreide- (Weizen-) Klima,<sup>92</sup> welches ohne künstliche Bewässerung nicht für Grünwirtschaft geeignet ist.

<sup>91</sup> A. MEYER: A. a. O., pag. 254—263.

<sup>92</sup> R. BALLENEGGER: A búza éghajlata és termőföldje. Időjárás, XXXIV, 1930, Januar—Februar-Heft. Abregé: Le climat et le sol du blé. Időjárás, Tom. XXXIV, 1930, Jan.-Febr.

2. HeLa und Neufahrwasser im Gebiete des heutigen Danziger Freistaates sind Küstenstationen mit dem ausgeprägt ozeanischen Klima der Ostseegebiete (und der Weichselmarschen, welche letztere aber in den von der See weiter entfernten und tiefergelegenen Teilen etwas weniger humid sind, als das eigentliche Küstengebiet, weil sie niederschlagsärmer sind). Konitz liegt im Danziger Gebiet ca. 100 km weit von der Ostsee entfernt am diluvialen Hochplateau, wie im Text besprochen, bereits im Regenschatten des Pommerschen Höhenrückens und gehört darum klimatisch bereits in das Ostseegebiet. Bodenkundlich handelt es sich um ein Klima, unter welchem im Sinne meiner Ausführungen Braunerde oder Podsol entstehen kann, je nach Massgabe der bodenklimatischen Faktoren und unter diesen an erster Stelle nach dem Grade der Wasserdurchlässigkeit des Bodenuntergrundes. Landwirtschaftlich ein Idealgebiet für die Grünwirtschaft und Viehzucht, in dem nicht der Wassermangel ein Problem der Bodenverbesserung ist, wie in der Ungarischen Tiefebene, sondern teilweise (in der Danziger Niederung) der zu hohe Stand des Grundwassers.<sup>93</sup>

3. Breslau und Liegnitz können als Vertreter der trockeneren schlesischen Klimainseln hingestellt werden, auf denen wiederum nach Massgabe der stark hervortretenden bodenklimatischen Faktoren sowohl Schwarzerde- als auch Braunerdebildung möglich ist; (vgl. meine Textausführungen). Die Daten für Breslau sind vielleicht eingermassen durch das städtische „Asphaltklima“ beeinflusst. Hierher könnte allenfalls auch noch Bromberg gestellt werden, das zwar ziemlich weit von der Schwarzerdeinsel entfernt bei Inowraclaw (Hohensalza) liegt und in dessen Umgebung keine Schwarzerde nachgewiesen wurde, wofür aber, ebenso wie bei Liegnitz, wiederum die Untergrundverhältnisse massgebend sein könnten. Das Klima von Breslau—Liegnitz weist bereits starke Anklänge an das Klima der Ungarischen Tiefebene auf, hat aber doch eine bedeutend grössere Sommerhumidität als letzteres, insbesondere einen bedeutenden Juliniederschlag, der auch im Juni und August ansehnliche Höhe erreicht. Diese Gegend ist darum in Bezug auf Wiesen- und Weidewirtschaft auch ohne Bewässerung noch immer bedeutend besser gestellt, als die Ungarische Tiefebene.

4. Oppeln, Görlitz und Grünberg geben das Klima des humideren Schlesiens im Flachland an. Bodenkundlich ein Klima der Braunerde- oder Podsol-Bildung, wobei nach meiner Auffassung die bodenklimatischen Faktoren, insbesondere die Durchlässigkeit des Untergrundes ausschlaggebend sind. Ratibor in Oberschlesien ist infolge seiner geographischen Lage im Sommer niederschlagsreicher und darum auch humider als die vorerwähnten Stationen, bietet aber sonst dieselben Verhältnisse. Landwirtschaftlich gestattet das Klima aller vier erwähnten Stationen die Grünwirtschaft.

5. Emden, Wilhelmshaven und Borkum wurden als Vertreter des ozeanischen Klimas der Nordseemarschen mit Wiesen- und Weidewirtschaft gewählt. Das Nordseeklima weicht, wie schon im Text erwähnt wurde, vom Ostseeklima durch erhöhte Humidität ab, die eine Folge der grösseren Niederschlagszahlen ist. Bodenkundlich fällt das Nordseegebiet darum bereits in die Zone der ausgesprochenen Podsolbildung, in der die Wirkung der luftklimatischen Faktoren über den Einfluss des Untergrundes siegt.

In den farbigen Graphikons Nr. I—VI der Tafel sind die wichtigsten Zahlendaten der entsprechenden Tabellen übersichtlich dargestellt worden. Um die Graphikons nicht allzu kompliziert werden zu lassen, mussten einige zweckmässige Zusammenziehungen der Stationsdaten vorgenommen werden. Dabei wurde mit Rücksicht auf die Anforderungen des Textes

<sup>93</sup> C. A. WEBER: A. a. O., Vgl. Anmerk. Nr. 41.

M. SELKE: Fortschritte der Wiesenwirtschaft im Weichseldelta auf der Grundlage tieferer Entwässerung. Mit einem Geleitwort von Dr.-Ing. BERTRAM. Bilder aus Danzigs Landwirtschaft. Aus unserer Sammelmappe: herausgegeben vom Statistischen Landesamt der Freien Stadt Danzig. Nr. 3, Mai 1929, pag. 1—16.

vorgegangen. Die Daten der ungarischen und danzigischen Stationen wurden z. B. auch in den Graphikons gesondert eingetragen. Dagegen wurden bei den schlesischen Stationen die Daten für Breslau und Liegnitz einerseits und jene für Oppeln, Görlitz und Grünberg andererseits zu Mittelwerten zusammengezogen und nur diese graphisch dargestellt. Diese Mittelwerte finden sich auch in den unten folgenden Zahlentabellen angegeben. (In der Tabelle VI sind auch Mittelwerte aus den N.-S.-Quotienten für Hela und Neufahrwasser angegeben, obwohl sie graphisch gesondert dargestellt wurden. Dies war darum notwendig, weil die Zahlen der Texttabellen Nr. 1a und 1b auf pag. 44–45, bezw. der Graphikons Fig. 3<sub>2</sub> und 4 auf pag. 48–49 nach Mittelwerten dieser beiden Stationen berechnet worden sind.) Bezüglich der Paarung der Klimadaten bei den Zusammenziehungen sei noch bemerkt, dass eine Vereinigung der Daten von Liegnitz mit Görlitz, wie dies in einer Arbeit von A. RÉTHLY geschah,<sup>94</sup> nicht zweckmässig ist. Es sind einigermassen verschiedene Klimagebiete. Dagegen schien die Vereinigung der Daten von Liegnitz und Breslau statthaft und die Paarung beider Stationen auch darum zweckmässig, weil dadurch der schon wiederholt erwähnte „Stadtfehler“ von Breslau einigermassen kompensiert wird. Ohne Bedenken konnten dagegen die einander so nahe stehenden Zahlen für Emden, Wilhelmshaven und Borkum für die graphische Darstellung zu Mittelwerten vereinigt werden.

Es wäre ohne Zweifel sehr interessant gewesen, in die Zahlentabellen und die farbigen Graphikons auch alpine Stationen aufzunehmen, doch wurde dieser Plan schliesslich fallen gelassen, um die Tabellen und Graphikons nicht allzu unübersichtlich zu gestalten.

Zur Zusammenstellung der Zahlentabellen I–VI dienten folgende Quellen.

Die monatlichen und jährlichen Mittelwerte für Temperatur (Tabelle I), Niederschlagsmenge (Tab. II) und relative Feuchtigkeitsdefizitprozent (Tab. IV) in Türkei und Pallag sind von der Kön. Ung. Zentralanstalt für Meteorologie für die grosse Periode 1871–1920 berechnete Mittelwerte, deren Kenntnis ich der gefl. Mitteilung des Herrn Vizedirektors Dr. A. RÉTHLY verdanke, da eine zusammenfassende Klimatographie von Ungarn leider noch nicht existiert.

Die monatlichen und Jahresmittelwerte für Temperatur (Tab. I) und relatives Feuchtigkeitsdefizit (Tab. IV) für alle übrigen Stationen entstammen der bekannten deutschen Klimatographie von G. HELLMANN<sup>95</sup> und gelten für die Periode 1881–1910. Die relativen Feuchtigkeitsdefizitprozent wurden durch Subtraktion der in den Klimawerken angegebenen Prozente relativer Feuchtigkeit von 100<sup>0</sup>/<sub>0</sub> erhalten.

Da im grossen Klimaafas von HELLMANN die Monatsmittel des Niederschlages für die einzelnen Stationen nicht besonders angegeben sind, mussten für diese Werte die von demselben Forscher herausgegebenen Regenkarten der deutschen Provinzen zu Rate gezogen werden. Für Hela, Neufahrwasser, Konitz und Bydgoszcz (vormals Bromberg) wurden die Zahlen des Werkes für Westpreussen und Posen<sup>96</sup> herangezogen, die sich auf die Zeitperiode 1890–1909 beziehen. Dabei wurde in der Tabelle auf pag. 15 des Werkes ein Druckfehler entdeckt, indem der mittlere Januarwert des Niederschlages für Konitz offenbar nicht 53  $\frac{m}{m}$  beträgt, wie in der Tabelle zu lesen ist, sondern bloss 35  $\frac{m}{m}$ , da mit diesem Werte die richtige Jahressumme des Niederschlages von 535  $\frac{m}{m}$  erhalten wird und der N.-S.-Quotient bei Belassung des in der Tabelle angegebenen Wertes ganz aus der Reihe

<sup>94</sup> A. RÉTHLY: A. a. O., Tabelle XIII auf pag. 1284. (Vgl. Anmerk. Nr. 53 meiner Arbeit).

<sup>95</sup> G. HELLMANN: Klimaafas von Deutschland. Bearbeitet im preussischen meteorologischen Institute. Berlin, 1921. (Vgl. v. DIETRICH REIMER (ERNST VOHSEN) A. G.

<sup>96</sup> G. HELLMANN: Regenkarten der Provinzen Westpreussen und Posen. Mit erläuterndem Text und Tabellen. Veröffentlichungen des Kön. Preuss. Meteorol. Inst., Nr. 248, II. verm. Aufl., Berlin, 1912, pag. 1–26. (Vgl. D. REIMER [E. VOHSEN]).

herausgefallen wäre. Die Daten für Breslau, Liegnitz, Oppeln, Görlitz, Grünberg und Ratibor sind dem Werke für Schlesien entnommen,<sup>97</sup> in dem die Periode 1888—1907 verarbeitet ist, während die Zahlen für Emden, Wilhelmshaven und Borkum dem Werke für Oldenburg entstammen<sup>98</sup> und für die Periode 1892—1911 gelten.

Hierzu sei bemerkt, dass für einige Stationen des Ostsee- und Weichselgebietes auch die von V. KREMSE<sup>99</sup> berechnete lange Periode 1851—1890 zur Verfügung gestanden hätte. Doch sind von den KREMSE<sup>99</sup>'schen Daten (Tab. 13 auf pag. 34 d. Werkes), nur jene für Konitz auf effektive 40 Beobachtungsjahre basiert (und auch hier sind Lücken nach Köslin und Danzig ergänzt), während seine Zahlen für Hela, Neufahrwasser und Bromberg Ergebnisse von Reduktionen kürzerer Reihen auf die erwähnte Periode sind. Diese Zahlen sind also weder allzu genau, noch hätten sie auch nur einigermaßen in Bezug auf die betrachtete Periode mit den Angaben der übrigen Stationen übereingestimmt, so dass von ihrer Verwendung Abstand genommen wurde. (Nach diesen Zahlen stellt sich übrigens das Ostsee- und Weichselgebiet als noch etwas niederschlagsärmer heraus, wie nach den Daten der Regenkarten HELLMANN's. Nämlich jährliche Regenmengen: Hela 493  $\frac{m}{m}$  statt 524  $\frac{m}{m}$ , Neufahrwasser 507  $\frac{m}{m}$  statt 544  $\frac{m}{m}$  und Bromberg 477  $\frac{m}{m}$  statt 506  $\frac{m}{m}$ , während bemerkenswerterweise bei den tatsächlichen Beobachtungen in Konitz die Übereinstimmung viel besser ist, nämlich 546  $\frac{m}{m}$  bei KREMSE<sup>99</sup> statt 535  $\frac{m}{m}$  bei HELLMANN. Es ist also nicht ausgeschlossen, dass die Differenzen teilweise eine Folge der Reduktionsfehler sind, was gleichfalls dafür sprach, lieber die auf kürzere Perioden bezüglichen, aber vergleichbareren Zahlen der Regenkarten anzuwenden).

Die Berechnung der übrigen Tabellen, nämlich der perzentuellen Verteilung des Niederschlages im Jahre (Tab. III), des monatlichen und jährlichen Sättigungsdefizites der Luft an Wasserdampf (Tab. V), sowie der Monats-, Jahres-, April—September- und Juli—September-N.-S.-Quotienten (Tab. VI) habe ich auf Grund der vorerwähnten Daten selbst vorgenommen.

Von diesen Tabellen ist Tab. III und Graphikon III für unsere Zwecke weniger wichtig und wurde mehr der Vollständigkeit halber aufgenommen, da für uns die Mengenverteilung des Niederschlages nach  $\frac{m}{m}$ -Werten im Jahre (Tab. II) viel wichtiger ist.

Dagegen dürften Tab. V und Graphikon V unter die wichtigsten und interessantesten der Arbeit zu zählen sein. Die darin dargestellten Sättigungsdefizite der Luft an Wasserdampf in den verschiedenen Klimaregionen wurden in folgender Weise berechnet (vgl. auch Anmerk. Nr. 21 des Textes):

Tabelle V besteht aus drei Teilen.

Im ersten Teile («a») sind jene Wasserdampfmen $\ddot{u}$ gen in g angegeben, die bei den mittleren Temperaturen des betreffenden Monats (bezw. des Jahres) in 1 m<sup>3</sup> an Wasserdampf gesättigter Luft vorhanden sind. Diese Mengen wurden in der Weise ermittelt, dass die im Werke von A. SCHLEIN<sup>100</sup> bis auf Hundertstel Gramme genau für die ganzzahligen Celsiusgrade angegebenen Sättigungsgewichte in ein Millimeternetz eingetragen

<sup>97</sup> G. HELLMANN: Regenkarten der Provinz Schlesien. Mit erläuterndem Text und Tabellen. Veröff. d. Kön. Preuss. Meteor. Inst., Nr. 247, II. verm. Aufl., Berlin, 1912, pag. 1—26. (Vlg. D. REIMER [E. VOHSEN]).

<sup>98</sup> G. HELLMANN: Regenkarten der Provinzen Schleswig-Holstein und Hannover sowie von Oldenburg, Braunschweig, Hamburg, Bremen, Lübeck und vom Harz. Mit erläuterndem Text und Tabellen. Veröff. d. Kön. Preuss. Meteor. Inst., Nr. 270, II. verm. Aufl. Berlin, 1913, pag. 1—36. (Vlg. D. REIMER [E. VOHSEN]).

<sup>99</sup> V. KREMSE<sup>99</sup>: Die klimatischen Verhältnisse des Memel-, Pregel- und Weichselstrom-Gebietes und: Tabellen zu den klimatischen Verhältnissen des Memel-, Pregel- und Weichselstrom-Gebietes. Sonderabdrücke aus dem Memel-, Pregel- und Weichselwerk. Berlin, 1900. (Vlg. D. REIMER [E. VOHSEN]). Pag. 1—103, bzw. 1—49.

<sup>100</sup> A. SCHLEIN: Tafeln zur Bestimmung des Wasserdampfgehaltes der Luft. I. Aufl., Wien, 1925. (Selbstverlag von Regierungsrat Dr. A. SCHLEIN.)

wurden, wo auf der Abszisse  $1 \frac{m}{m}$  einem Zehntel Grad Lufttemperatur und auf der Ordinate  $1 \frac{m}{m}$  einem Zehntel Gramm Wasserdampf entsprach. Auf der erhaltenen Sättigungsgewichtskurve wurden die den jeweiligen Monatsmitteltemperaturen entsprechenden Gramme Wasserdampf der gesättigten Luft auf Zehntel abgerundet graphisch abgelesen.

Im zweiten Teile («b») der Tabelle V sind jene Wasserdampfmengen (g pro  $1 m^3$  Luft) angeführt, welche im betreffenden Monat, bezw. im Jahr tatsächlich in der Luft vorhanden sind. Man erhält diese Zahlen durch Multiplikation der im Teil «a» angegebenen Sättigungsmengen mit den relativen Feuchtigkeitsprozenten des betreffenden Monats.

Die Differenz zwischen den in gesättigter Luft bei den betreffenden Monatstemperaturen enthaltenen Wasserdampfmengen («a») und den wirklich vorhandenen Mengen («b») ergibt die gesuchten Sättigungsdefizite in Grammen Wasserdampf pro  $1 m^3$  Luft, welche im Teil «c» der Tabelle V, bezw. in dem farbigen Graphikon V der Tafel zusammengestellt sind. Man kann sie natürlich auch in der Weise erhalten, dass man die Sättigungswerte in «a» direkt mit den relativen Feuchtigkeitsdefizitprozentwerten (der Tab. IV) multipliziert. Es sei noch bemerkt, dass die Mittelwerte bei den Stationskombinationen durch Bildung des Mittels aus den fertig berechneten Sättigungsdefiziten der betreffenden einzelnen Stationen gewonnen wurden.

Trotz der äusserst scharfen Trennung der einzelnen Klimate, die sich im Graphikon V der Sättigungsdefizite ausspricht, sei dennoch vor einer Überschätzung der Bedeutung dieser Werte, z. B. dadurch, dass man sie als alleinige charakteristische Kennzahlen der Klimate ansprechen wollte, gewarnt; (vgl. meine Ausführungen im Text pag. 25, Anmerkung Nr. 40).

Die Klimacharakteristik wird vielmehr erst durch die N.-S.-Quotienten der Tabelle VI, bezw. des Graphikons VI der Tafel gegeben.

Die N.-S.-Quotienten wurden im allgemeinen, wie im Texte des Näheren ausgeführt wurde, durch Division der Niederschlagszahlen in  $\frac{m}{m}$  (Tab. II) mit den Sättigungsdefizitwerten erhalten. Letztere drückte ich bei den Rechnungen durchwegs in g pro  $1 m^3$  Luft aus; es sind die Werte des «c»-Teiles der Tabelle V (vgl. die Textanmerkung Nr. 21). Angegeben sind die Monats-, die Jahres-, die April—September- und die Juli—September-N.-S.-Quotienten. Bei der Berechnung der Jahreswerte wurden die mittleren Jahresniederschlagszahlen und die Jahressättigungsdefizite, wie sie sich aus den mittleren Jahrestemperaturen ergeben, in Rechnung gestellt. Die Berechnungsweise der N.-S.-Quotienten für die Periode April—September, bezw. Juli—September möge an einem Beispiele gezeigt werden.

Berechnung des Juli—September-N.-S.-Quotienten für Türkei:

Mittlere Temperaturen: Juli  $21.7^\circ C$ , August  $20.5^\circ C$ , September  $16.2^\circ C$ , hieraus Periodenmittel  $19.5^\circ C$ . Ebenso: relatives Feuchtigkeitsdefizit Juli 33%, August 33%, September 28%, hieraus Periodenmittel 31.3%. Niederschlag: Juli  $39 \frac{m}{m}$ , August  $49 \frac{m}{m}$ , September  $38 \frac{m}{m}$ , Periodensumme  $146 \frac{m}{m}$ . Der Temperatur von  $19.5^\circ C$  entspricht nach der Sättigungskurve:  $16.8$  g Wasserdampf pro  $1 m^3$  Luft. Daher ist das Sättigungsdefizit:  $16.8 \times 0.313 = 5.3$  g/ $m^3$  für die VII—IX. Periode und der N.-S.-Quotient:  $\frac{146}{5.3} = 27.5$ .

D. h. die N.-S.-Quotienten für die Perioden wurden nicht in der Weise berechnet, dass die Quotienten der betreffenden Monate summiert worden wären, sondern es wurden zunächst die Mittelwerte der zur Rechnung nötigen Klimaelemente berechnet und mit diesen der Periodenquotient von Grund aus berechnet, weil dieses Verfahren genauere Werte ergibt.

Bei den Stationskombinationen wurden die Mittelwerte aus den fertig berechneten N.-S.-Quotienten der einzelnen Stationen gebildet.

Bei allen Berechnungen der N.-S.-Quotienten wurde die Rechnung bis auf eine Dezimale ausgeführt, der erhaltene Wert jedoch in die Tabelle nur bis auf Einheiten genau

eingestellt, weil die zur Berechnung dienenden Zahlen ohnehin keine grössere Genauigkeit verbürgen.

In der Zahlentabelle VI sind ausserdem noch die Seehöhen der einzelnen Stationen und ihre zugehörigen geographischen Koordinaten angegeben. Als Quellen hierfür dienten ausser dem erwähnten Werke von V. KREMSER noch die Schrift von E. SOMMER<sup>101</sup> und die in den amtlichen deutschen Sammelwerken (Veröffentlichungen des Preuss. Meteor. Inst. und Deutsch. Meteor. Jahrbücher) enthaltenen Angaben.

<sup>101</sup> E. SOMMER: Die wirkliche Temperaturverteilung in Mitteleuropa; Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde im Auftrage der Centralcommission f. wiss. Landeskunde v. Deutschland, herausg. v. Dr. A. KIRCHHOFF, Prof. d. Erdkunde an d. Univ. Halle, XVI, Bd., 1906, Heft 2, pag. 127—166. (Vlg. J. ENGELHORN, Stuttgart.)



Tabelle I.

Monats-, Jahres-, April-September- und Juli-

Station	Benutzte Beobachtungs- reihen	Mo =					
		I.	II.	III.	IV.	V.	
Türkeve	1871-1920	-2.5	1.0	4.4	10.1	15.5	
Pallag (bei Debrecen)	"	-3.1	-1.5	4.2	10.1	15.5	
Hela	1881-1910	-0.8	-0.5	1.1	4.9	9.8	
Neufahrwasser	"	-1.9	-1.0	1.3	5.9	10.9	
Konitz	"	-3.0	-2.0	0.7	5.8	11.6	
Breslau	"	-1.6	-0.2	3.1	7.9	13.7	
Liegnitz	"	-1.6	0.0	3.0	7.6	13.2	
Bydgoszcz (Bromberg)	"	-2.3	-1.1	1.8	7.0	13.1	
Oppeln	"	-2.0	-0.4	3.0	7.9	13.6	
Görlitz	"	-1.6	-0.3	2.8	7.4	12.9	
Grünberg	"	-1.7	-0.3	2.7	7.4	13.1	
Ratibor	"	-2.2	-0.6	3.0	7.9	13.7	
Emden	"	0.5	1.4	3.4	7.0	11.6	
Wilhelmshaven	"	0.4	1.1	3.1	6.8	11.3	
Borkum	"	0.8	1.5	3.1	6.6	10.9	
Mittelwerte für	Breslau & Liegnitz	"	-1.6	-0.1	3.1	7.8	13.5
	Oppeln, Görlitz & Grünberg	"	-1.8	-0.3	2.8	7.6	13.2
	Emden, Wilhelms- haven & Borkum	"	0.6	1.3	3.2	6.8	11.3

## Septembermittel der Lufttemperatur in C° = cn.

n at							Periode		
VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV-IX.	VII-IX.
19·1	21·7	20·5	16·2	10·8	3·8	-0·2	9·9	17·2	19·5
19·1	21·1	19·9	15·2	9·9	3·0	-0·8	9·4	16·8	18·7
14·4	17·1	16·7	14·0	9·2	4·2	-0·8	7·6	12·8	15·9
15·1	17·4	16·5	13·5	8·1	3·1	-0·3	7·4	13·2	15·8
15·4	17·0	15·6	12·3	7·2	1·9	-1·4	6·8	12·9	15·0
17·0	18·7	17·7	14·2	9·1	3·5	0·0	8·6	14·9	16·9
16·5	18·0	17·1	13·5	8·7	3·3	-0·1	8·3	14·3	16·2
16·8	18·5	16·9	13·1	7·9	2·8	-0·6	7·8	14·2	16·2
16·8	18·5	17·6	14·0	9·1	3·3	-0·3	8·4	14·7	16·7
16·3	17·7	16·8	13·5	8·6	3·3	-0·2	8·1	14·1	16·0
16·6	17·9	16·9	13·5	8·5	3·1	-0·3	8·1	14·2	16·1
16·8	18·5	17·4	13·7	9·0	3·3	-0·5	8·3	14·7	16·5
14·8	16·3	15·7	13·4	9·1	4·7	1·8	8·3	13·1	15·1
14·8	16·3	15·7	13·5	9·0	4·5	1·8	8·2	13·1	15·2
14·3	16·2	16·0	14·1	9·6	5·1	2·3	8·4	13·0	15·4
16·8	18·4	17·4	13·9	8·9	3·4	0·0	8·5	14·6	16·6
16·6	18·0	17·1	13·7	8·7	3·2	-0·3	8·2	14·4	16·3
14·6	16·3	15·8	13·7	9·2	4·8	2·0	8·3	13·1	15·3

Tabelle II.

Mittlere Monats-, Jahres-, April–September-

Station	Benutzte Beobachtungs- reihen	Monat					
		I.	II.	III.	IV.	V.	
Túrkeve	1871–1920	34	27	37	57	65	
Pallag (bei Debrecen)	„	32	27	39	47	61	
Hela	1890–1909	30	23	33	32	45	
Neufahrwasser	„	29	25	35	37	53	
Konitz	„	35	29	36	37	57	
Breslau	1888–1907	34	28	43	42	63	
Liegnitz	„	26	24	37	39	66	
Bydgoszcz (Bromberg)	1890–1909	31	27	41	36	52	
Oppeln	1888–1907	39	35	46	57	73	
Görlitz	„	43	40	51	51	68	
Grünberg	„	44	38	53	44	62	
Ratibor	„	31	25	34	51	68	
Emden	1892–1911	55	48	48	45	50	
Wilhelmshaven	„	44	45	40	40	52	
Borkum	„	47	44	42	40	42	
Mittelwerte für	Breslau & Liegnitz	1888–1907	30	26	40	41	65
	Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	42	38	50	51	68
	Emden, Wilhelms- haven & Borkum	1892–1911	49	46	43	42	48

und Juli—September=Niederschlagsmengen: mm.

n a t							Periode		
VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV—IX.	VII—IX.
76	59	49	38	68	40	37	587	344	146
71	73	57	47	60	46	48	608	356	177
52	67	71	51	43	44	33	524	318	189
60	70	67	42	43	49	34	544	329	179
51	72	68	40	37	38	35	535	325	180
58	88	62	51	43	36	37	585	364	201
60	78	62	52	39	30	27	540	357	192
50	69	57	37	40	32	34	506	301	163
69	96	72	58	52	41	38	676	425	226
67	97	69	57	50	39	42	674	409	223
61	83	66	56	49	41	43	640	372	205
89	97	98	66	57	37	32	685	469	261
60	70	79	60	73	58	59	705	364	209
55	76	77	61	71	49	50	660	361	214
59	65	85	65	77	62	56	684	356	215
59	83	62	52	41	33	32	563	362	197
66	92	69	57	50	40	41	663	403	218
58	70	80	62	74	56	55	683	360	212

Tabelle III.

Verteilung des Niederschlages im Jahr

Station	Benutzte Beobachtungs- reihen	Monat					
		I.	II.	III.	IV.	V.	
Türkeve	1871–1920	5·9	4·6	6·3	9·7	11·1	
Pallag (bei Debrecen)	„	5·3	4·4	6·4	7·7	10·0	
Hela	1890–1909	5·7	4·4	6·3	6·1	8·6	
Neufahrwasser	„	5·3	4·6	6·4	6·8	9·8	
Konitz	„	6·6	5·4	6·7	6·9	10·7	
Breslau	1888–1907	5·8	4·8	7·4	7·2	10·8	
Liegnitz	„	4·8	4·4	6·9	7·2	12·2	
Bydgoszcz (Bromberg)	1890–1909	6·1	5·3	8·1	7·1	10·3	
Oppeln	1888–1907	5·8	5·2	6·8	8·4	10·8	
Görlitz	„	6·4	5·9	7·6	7·6	10·1	
Grünberg	„	6·9	5·9	8·3	6·9	9·7	
Ratibor	„	4·5	3·7	5·0	7·4	9·9	
Emden	1892–1911	7·8	6·8	6·8	6·4	7·1	
Wilhelmshaven	„	6·7	6·8	6·0	6·1	7·9	
Borkum	„	6·9	6·4	6·1	5·9	6·1	
Mittelwerte für	Breslau & Liegnitz	1888–1907	5·3	4·6	7·1	7·2	11·5
	Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	6·4	5·7	7·6	7·6	10·2
	Emden, Wilhelms- haven & Borkum	1892–1911	7·1	6·7	6·3	6·1	7·0

in % = en des Jahresniederschlages.

nat							Periode		
VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV-IX.	VII-IX.
12·9	10·0	8·3	6·5	11·6	6·8	6·3	100	58·5	24·8
11·7	12·0	9·4	7·7	9·9	7·6	7·9	100	58·5	29·1
9·9	12·8	13·6	9·7	8·2	8·4	6·3	100	60·7	36·1
11·0	12·9	12·3	7·7	7·9	9·0	6·3	100	60·5	32·9
9·5	13·5	12·7	7·5	6·9	7·1	6·5	100	60·8	33·7
9·8	15·0	10·6	8·7	7·4	6·2	6·3	100	62·1	34·3
11·1	14·5	11·5	9·6	7·2	5·6	5·0	100	66·1	35·6
9·9	13·7	11·3	7·3	7·9	6·3	6·7	100	59·6	32·3
10·2	14·2	10·6	8·6	7·7	6·1	5·6	100	62·8	33·4
9·9	14·4	10·2	8·5	7·4	5·8	6·2	100	60·7	33·1
9·5	13·0	10·3	8·7	7·7	6·4	6·7	100	58·1	32·0
13·0	14·2	14·3	9·6	8·3	5·4	4·7	100	68·4	38·1
8·5	9·9	11·2	8·5	10·4	8·2	8·4	100	51·6	29·6
8·3	11·5	11·7	9·2	10·8	7·4	7·6	100	54·7	32·4
8·6	9·5	12·4	9·5	11·3	9·1	8·2	100	52·0	31·4
10·5	14·8	11·1	9·2	7·3	5·9	5·7	100	64·3	35·1
9·9	13·9	10·4	8·6	7·6	6·1	6·2	100	60·6	32·9
8·5	10·3	11·8	9·1	10·8	8·2	8·1	100	52·8	31·2

## Tabelle IV.

Monats-, Jahres-, April—September und Juli—Septembermittel des relati-

Station	Benutzte Beobachtungs- reihen	Monat					
		I.	II.	III.	IV.	V.	
Túrkeve	1871—1920	13	15	24	31	30	
Pallag (bei Debrecen)	„	11	13	21	28	29	
Hela	1881—1910	11	13	15	19	21	
Neufahrwasser	„	14	15	18	24	26	
Konitz	„	10	13	17	26	30	
Breslau	„	17	20	25	32	35	
Liegnitz	„	16	19	23	27	29	
Bydgoszcz (Bromberg)	„	14	16	20	27	32	
Oppeln	„	15	18	23	29	30	
Görlitz	„	14	16	20	26	29	
Grünberg	„	12	14	20	27	30	
Ratibor	„	15	17	22	26	27	
Emden	„	8	10	15	22	23	
Wilhelmshaven	„	10	12	16	22	24	
Borkum	„	7	8	13	18	19	
Mittelwerte für	Breslau & Liegnitz	„	16	19	24	29	32
	Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	14	16	21	27	30
	Emden, Wilhelms- haven & Borkum	„	8	10	15	21	22

ven Feuchtigkeitsdefizits in  $\%$ -en ( $100\%$  — relative Feuchtigkeitsprozente).

n a t							P e r i o d e		
VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV-IX.	VII-IX.
28	33	33	28	20	15	11	23	31	31
28	31	30	24	18	13	9	21	28	28
22	21	21	20	18	15	12	17	21	21
27	27	25	22	18	15	13	20	25	25
31	28	23	20	14	10	9	19	26	24
35	34	33	28	22	18	16	26	33	32
30	28	28	23	19	15	15	23	27	26
33	30	27	22	16	12	12	22	28	26
29	29	27	23	19	15	13	22	28	26
28	26	25	21	18	14	13	21	26	24
30	27	26	22	16	12	10	21	27	25
26	25	24	20	17	15	13	21	25	23
22	20	18	16	12	10	8	15	20	18
23	20	19	17	13	11	10	16	21	19
19	20	19	18	14	10	8	14	19	19
33	31	30	25	20	16	15	24	30	29
29	27	26	22	18	14	12	21	27	25
21	20	19	17	13	10	9	15	20	19

## Tabelle V/a.

Monats-, Jahres-, April—September- und Juli—Septemberrmittelwerte des  
an Wasserdampf vollkommen gesättigten

Station	Benutzte Beobachtungs- reihen	M o =					
		I.	II.	III.	IV.	V.	
Türkeve	1871—1920	4·1	5·2	6·5	9·5	13·2	
Pallag (bei Debrecen)	„	3·9	4·4	6·4	9·5	13·2	
Hela	1881—1910	4·6	4·7	5·2	6·8	9·3	
Neufahrwasser	„	4·3	4·5	5·3	7·2	10·0	
Konitz	„	3·9	4·2	5·1	7·2	10·4	
Breslau	„	4·4	4·8	6·0	8·2	11·9	
Liegnitz	„	4·4	4·8	6·0	8·1	11·5	
Bydgoszcz (Bromberg)	„	4·1	4·5	5·5	7·8	11·4	
Oppeln	„	4·2	4·7	6·0	8·2	11·8	
Görlitz	„	4·4	4·8	5·9	8·0	11·3	
Grünberg	„	4·3	4·8	5·8	8·0	11·4	
Ratibor	„	4·2	5·1	6·0	8·2	11·9	
Emden	„	5·0	5·3	6·1	7·8	10·4	
Wilhelmshaven	„	5·0	5·2	6·0	7·6	10·2	
Borkum	„	5·1	5·4	6·0	7·5	10·0	
Mittelwerte für	Breslau & Liegnitz	„	4·4	4·8	6·0	8·1	11·7
	Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	4·3	4·8	5·9	8·0	11·5
	Emden, Wilhelms- haven & Borkum	„	5·0	5·3	6·0	7·6	10·2

Wasserdampfgehaltes einer bei der Mitteltemperatur der betreffenden Perioden  
Luft: g H<sub>2</sub>O in 1 m<sup>3</sup> Luft.

n a t							P e r i o d e		
VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV-IX.	VII-IX.
16·9	19·1	17·8	13·8	9·9	6·3	4·8	9·4	15·0	16·9
16·4	18·5	17·2	13·0	9·4	6·0	4·6	9·1	13·5	16·2
12·4	14·6	14·3	12·1	8·9	6·4	4·6	8·1	11·6	13·7
12·9	14·9	14·1	11·7	8·3	6·0	4·8	8·0	11·8	13·6
13·1	14·5	13·3	10·9	7·9	5·5	4·4	7·6	11·6	12·9
14·5	16·0	15·1	13·2	8·9	6·2	4·8	8·6	13·1	14·8
14·1	15·4	14·6	11·7	8·7	6·1	4·8	8·4	12·6	13·9
14·3	15·9	14·4	11·4	8·2	5·9	4·7	8·2	12·5	13·9
14·3	15·9	15·0	12·1	8·9	6·1	4·7	8·5	12·9	14·3
13·9	15·1	14·3	11·7	8·6	6·1	4·8	8·3	12·4	13·7
14·2	15·3	14·4	11·7	8·6	6·0	4·8	8·3	12·5	13·8
14·3	15·9	14·9	11·9	8·8	6·1	4·7	8·4	12·8	14·2
12·7	13·9	13·4	11·6	8·9	6·7	5·5	8·4	11·6	13·0
12·7	13·9	13·4	11·7	8·8	6·6	5·5	8·4	11·6	13·0
12·3	13·8	13·6	12·1	9·2	6·9	5·7	8·5	11·6	13·2
14·3	15·7	14·9	12·4	8·8	6·1	4·8	8·5	12·9	14·3
14·1	15·4	14·6	11·8	8·7	6·1	4·8	8·4	12·6	13·9
12·6	13·9	13·5	11·8	9·0	6·7	5·6	8·4	11·6	13·1

## Tabelle V/b.

Monats-, Jahres-, April—September- und Juli—Septembermittelwerte

Station	Benutzte Beobachtungs- reihen	Monat					
		I.	II.	III.	IV.	V.	
Türkeve	1871—1920	3·6	4·4	4·9	6·6	9·2	
Pallag (bei Debrecen)	„	3·5	3·8	5·1	6·9	9·4	
Hela	1881—1910	4·1	4·1	4·4	5·5	7·3	
Neufahrwasser	„	3·7	3·8	4·3	5·5	7·4	
Konitz	„	3·5	3·7	4·2	5·3	7·3	
Breslau	„	3·6	3·8	4·5	5·6	7·7	
Liegnitz	„	3·7	3·9	4·6	5·9	8·2	
Bydgoszcz (Bromberg)	„	3·5	3·8	4·4	5·7	7·8	
Oppeln	„	3·6	3·9	4·6	5·8	8·3	
Görlitz	„	3·8	4·0	4·7	5·9	8·0	
Grünberg	„	3·8	4·1	4·6	5·8	8·0	
Ratibor	„	3·6	4·2	4·6	6·1	8·7	
Emden	„	4·6	4·8	5·2	6·1	7·9	
Wilhelmshaven	„	4·5	4·6	5·0	5·9	7·8	
Borkum	„	4·7	5·0	5·2	6·2	8·1	
Mittelwerte für	Breslau & Liegnitz	„	3·7	3·9	4·6	5·7	8·0
	Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	3·7	4·0	4·6	5·8	8·1
	Emden, Wilhelms- haven & Borkum	„	4·6	4·8	5·1	6·1	7·9

der tatsächlich vorhandenen Wasserdampfmengen: g in 1 m<sup>3</sup> Luft.

n a t							P e r i o d e		
VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV-IX.	VII-IX.
12·0	12·8	11·9	9·9	7·9	5·4	4·3	7·2	10·4	11·5
11·8	12·8	12·0	9·9	7·7	5·2	4·2	7·2	10·5	11·6
9·7	11·5	11·3	9·7	7·3	5·4	4·0	6·7	9·2	10·8
9·4	10·9	10·6	9·1	6·8	5·1	4·2	6·4	8·8	10·2
9·0	10·4	10·2	8·7	6·8	5·0	4·0	6·2	8·5	9·8
9·4	10·6	10·1	9·5	6·9	5·1	4·0	6·4	8·8	10·1
9·9	11·1	10·5	9·0	7·0	5·2	4·1	6·5	9·1	10·2
9·6	11·1	10·5	8·9	6·9	5·2	4·1	6·4	8·9	10·2
10·2	11·3	10·9	9·3	7·2	5·2	4·1	6·6	9·3	10·5
10·0	11·2	10·7	9·2	7·1	5·2	4·2	6·6	9·2	10·4
9·9	11·2	10·7	9·1	7·2	5·2	4·3	6·6	9·1	10·3
10·6	11·9	11·3	9·5	7·3	5·2	4·1	6·6	9·7	10·9
9·9	11·1	11·0	9·7	7·8	6·0	5·1	7·1	9·3	10·6
9·8	11·1	10·9	9·7	7·7	5·9	5·0	7·1	9·2	10·6
10·0	11·0	11·0	9·9	7·9	6·2	5·2	7·3	9·4	10·6
9·7	10·8	10·3	9·2	7·0	5·1	4·1	6·5	9·0	10·1
10·0	11·2	10·8	9·2	7·2	5·2	4·2	6·6	9·2	10·4
9·9	11·1	11·0	9·8	7·8	6·0	5·1	7·2	9·3	10·6

Tabelle V/c.

Monats-, Jahres-, April – September- und Juli – Septembermitte

Station	Benutzte Beobachtungs- reihen	M o =					
		I.	II.	III.	IV.	V.	
Türkeve	1871–1920	0·5	0·8	1·6	2·9	4·0	
Pallag (bei Debrecen)	„	0·4	0·6	1·3	2·6	3·8	
Hela	1881–1910	0·5	0·6	0·8	1·3	2·0	
Neufahrwasser	„	0·6	0·7	1·0	1·7	2·6	
Konitz	„	0·4	0·5	0·9	1·9	3·1	
Breslau	„	0·8	1·0	1·5	2·6	4·2	
Liegnitz	„	0·7	0·9	1·4	2·2	3·3	
Bydgoszcz (Bromberg)	„	0·6	0·7	1·1	2·1	3·6	
Oppeln	„	0·6	0·8	1·4	2·4	3·5	
Görlitz	„	0·6	0·8	1·2	2·1	3·3	
Grünberg	„	0·5	0·7	1·2	2·2	3·4	
Ratibor	„	0·6	0·9	1·4	2·1	3·2	
Emden	„	0·4	0·5	0·9	1·7	2·5	
Wilhelmshaven	„	0·5	0·6	1·0	1·7	2·4	
Borkum	„	0·4	0·4	0·8	1·3	1·9	
Mittelwerte für	Breslau & Liegnitz	„	0·7	0·9	1·4	2·4	3·7
	Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	0·6	0·8	1·3	2·2	3·4
	Emden, Wilhelms- haven & Borkum	„	0·4	0·5	0·9	1·6	2·3

des Sättigungsdefizites der Luft an Wasserdampf: g pro 1 m<sup>3</sup> Luft.

n a t							Periode		
VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV-IX.	VII-IX.
4.9	6.3	5.9	3.9	2.0	0.9	0.5	2.2	4.7	5.4
4.6	5.7	5.2	3.1	1.7	0.8	0.4	1.9	4.2	4.7
2.7	3.1	3.0	2.4	1.6	1.0	0.6	1.4	2.4	2.8
3.5	4.0	3.5	2.6	1.5	0.9	0.6	1.6	3.0	3.4
4.1	4.1	3.1	2.2	1.1	0.5	0.4	1.4	3.1	3.1
5.1	5.4	5.0	3.7	2.0	1.1	0.8	2.2	4.3	4.7
4.2	4.3	4.1	2.7	1.7	0.9	0.7	1.9	3.5	3.7
4.7	4.8	3.9	2.5	1.3	0.7	0.6	1.8	3.6	3.7
4.1	4.6	4.1	2.8	1.7	0.9	0.6	1.9	3.6	3.8
3.9	3.9	3.6	2.5	1.5	0.9	0.6	1.7	3.2	3.3
4.3	4.1	3.7	2.6	1.4	0.8	0.5	1.7	3.4	3.5
3.7	4.0	3.6	2.4	1.5	0.9	0.6	1.8	3.2	3.3
2.8	2.8	2.4	1.9	1.1	0.7	0.4	1.3	2.4	2.4
2.9	2.8	2.5	2.0	1.1	0.7	0.5	1.3	2.4	2.4
2.3	2.8	2.6	2.2	1.3	0.7	0.5	1.2	2.2	2.5
4.6	4.9	4.6	3.2	1.8	1.0	0.7	2.0	3.9	4.2
4.1	4.2	3.8	2.6	1.5	0.9	0.6	1.8	3.4	3.5
2.7	2.8	2.5	2.0	1.2	0.7	0.5	1.3	2.3	2.4

Tabelle VI.

Monats-, Jahres-, April–September- und Juli–September-

Station	Geogr. Koordinaten (v. Greenwich)		Seehöhe m	Beobachtungsperiode		
	Nördl. Br.	Ostl. L.		für Niederschlag	für Sättigungs- defizit	
Túrkeve	47° 07'	20° 45'	89	1871–1920	1871–1920	
Pallag (bei Debrecen)	47° 36'	21° 38'	129	„	„	
Hela	54° 36'	18° 48'	5	1890–1909	1881–1910	
Neufahrwasser	54° 24'	18° 40'	5	„	„	
Konitz	53° 42'	17° 34'	163	„	„	
Breslau	51° 07'	17° 02'	147	1888–1907	„	
Liegnitz	51° 13'	16° 10'	129	„	„	
Bydgoszcz (Bromberg)	53° 08'	18° 00'	44	1890–1909	„	
Oppeln	50° 40'	17° 55'	175	1888–1907	„	
Görlitz	51° 10'	15° 00'	213	„	„	
Grünberg	51° 56'	15° 30'	150	„	„	
Ratibor	50° 06'	18° 13'	195	„	„	
Emden	53° 22'	7° 12'	8	1892–1911	„	
Wilhelmshaven	53° 32'	8° 09'	8	„	„	
Borkum	53° 35'	6° 40'	10	„	„	
Mittelwerte für	Breslau & Liegnitz	—	—	—	1888–1907	„
	Oppeln, Görlitz & Grünberg	—	—	—	„	„
	Emden, Wilhelms- haven & Borkum	—	—	—	1892–1911	„
	Hela & Neufahr- wasser	—	—	—	1890–1909	„

N.-S.-Quotienten ( $N.-S.-\text{Quotient} = \frac{\text{Niederschlag}}{\text{Sättigungsdefizit}}$ )

Monatliche N.-S.-Quotienten												N.-S.-Quotienten der Perioden:		
I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV-IX.	VII-IX.
68	34	23	20	16	15	9	8	10	34	44	74	267	76	28
80	45	30	18	16	15	13	11	15	35	58	120	320	89	39
60	38	41	25	23	19	22	24	21	27	44	55	374	138	67
48	36	35	22	20	17	18	19	16	29	54	57	340	113	54
88	58	40	20	18	12	18	22	18	34	76	88	382	108	60
42	28	29	16	15	11	16	12	14	22	33	46	266	87	44
37	27	26	18	20	14	18	15	19	23	33	39	284	105	53
52	39	37	17	14	11	14	15	15	31	46	57	281	86	53
65	44	33	24	21	17	21	18	21	31	46	63	356	121	59
72	50	42	24	21	17	25	19	23	33	43	63	396	132	68
88	54	44	20	18	14	20	18	21	35	51	86	376	113	60
52	28	24	24	21	21	24	27	28	38	41	53	381	151	82
137	96	53	26	20	21	25	33	32	66	83	147	542	158	91
88	75	40	24	22	19	27	31	30	64	70	100	508	134	89
118	110	52	31	22	26	23	33	30	59	89	112	570	170	86
40	27	28	17	17	13	17	14	16	22	33	42	275	96	48
75	49	40	23	20	16	22	18	22	33	47	71	376	122	62
114	94	49	27	21	22	25	32	31	63	81	120	540	154	89
54	37	38	23	21	18	20	21	19	28	49	56	357	126	61



## VERZEICHNIS DER FIGUREN.

Fig. 1. Jahres-N.=S.=Quotienten für einige Stationen der Grossen Ungarischen Tiefebene, Schlesiens, der Ost- und Nordsee-Gebiete, nebst Darstellung der Rivalität der luftklimatischen und bodenklimatischen Faktoren.

Fig. 2. N.=S.=Quotienten der Sommerperioden April—September und Jul — September für einige Stationen der Grossen Ungarischen Tiefebene, Schlesiens, der Ost- und Nordsee-Gebiete.

Fig. 3. Vergleich des Klimas von Túrkeve mit Klimaten anderer Gegenden in Bezug auf die Niederschlagsmenge, die in Túrkeve zur Erzielung gleicher Humidität, wie in den Vergleichsregionen, notwendig wäre.

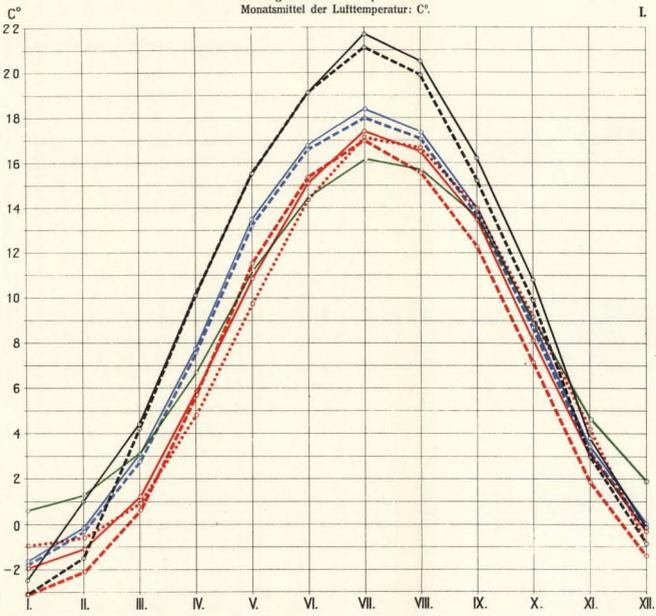
Fig. 4. Vergleich des Klimas von Pallag (bei Debrecen) mit Klimaten anderer Gegenden in Bezug auf die Niederschlagsmenge, die in Pallag zur Erzielung gleicher Humidität, wie in den Vergleichsregionen, notwendig wäre.

## TAFEL I.

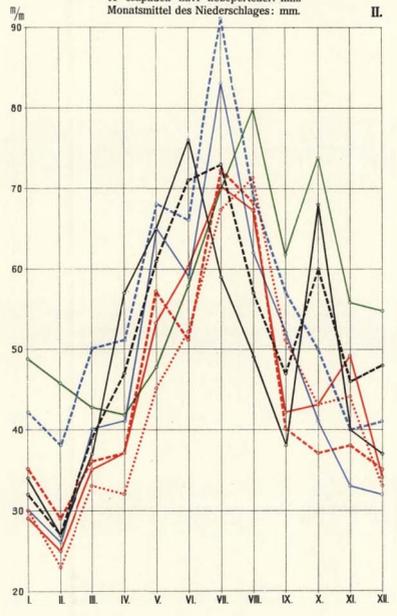
### Graphische Darstellung der klimatischen Daten :

- I. Monatsmittel der Lufttemperatur :  $C^{\circ}$ .
- II. Monatsmittel des Niederschlages :  $\frac{m}{m}$ .
- III. Verteilung des Niederschlages : in  $\%$  des jährlichen Niederschlages.
- IV. Monatsmittel des relativen Feuchtigkeitsdefizits :  $\%$ .
- V. Monatsmittel des Sättigungsdefizits der Luft an Wasserdampf :  $g/1\ m^3$  Luft.
- VI. Monats-N.=S.=Quotienten.

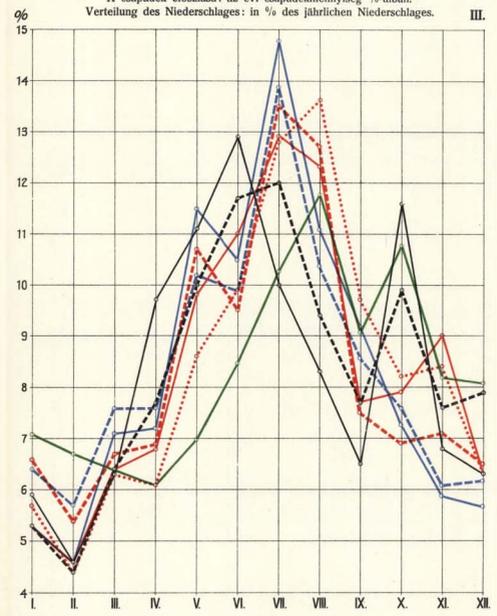
A levegő havi hőfokközéértékei C°.  
Monatsmittel der Lufttemperatur: C°.



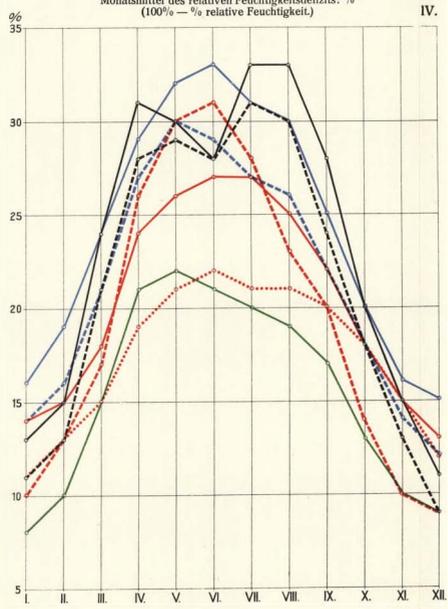
A csapadék havi középértékei: mm.  
Monatsmittel des Niederschlages: mm.



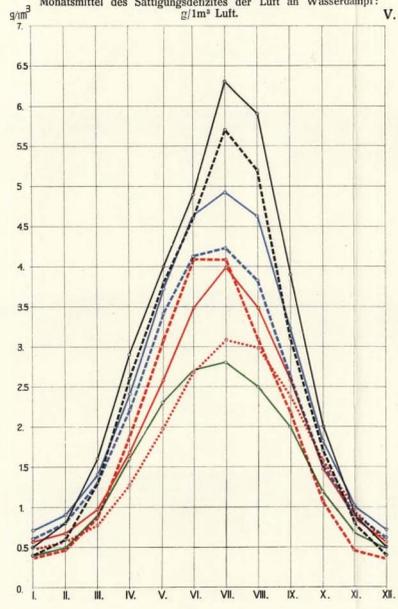
A csapadék eloszlása: az évi csapadékmennyiség %-ában.  
Verteilung des Niederschlages: in % des jährlichen Niederschlages.



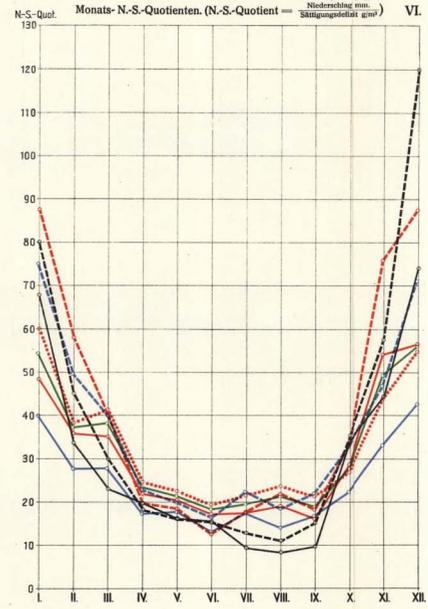
A relatív nedvesség hiány havi középértékei %.  
(100% — % relatív nedvesség.)  
Monatsmittel des relativen Feuchtigkeitsdefizits: %  
(100% — % relative Feuchtigkeit.)



A levegő vízgőzben való telítettségi hiányának havi középértékei:  
g/lm³ levegő.  
Monatsmittel des Sättigungsdefizites der Luft an Wasserdampf:  
g/lm³ Luft.



Havi N.-S.-hányadosok. (N.-S.-hányados =  $\frac{\text{Csapadék mm.}}{\text{Középmag. hőmérséklet } ^\circ\text{C}}$ )  
Monats-N.-S.-Quotienten. (N.-S.-Quotient =  $\frac{\text{Niederschlag mm.}}{\text{Sättigungsdefizit } \text{g/lm}^3}$ )



## AZ ÉGHAJLATI ADATOK GRAFIKONJAI

### GRAPHISCHE DARSTELLUNG DER KLIMATISCHEN DATEN

- Túrkeve.
- - - - - Pallag. (Debrecen).
- · · · · Hela.
- Neufahrwasser.
- - - - - Konitz.
- Breslau-Liegnitz.
- - - - - Oppeln-Görlitz-Grünberg.
- Emden-Wilhelmshaven-Borkum.